N° d'ordre 444

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PAUL SABATIER - TOULOUSE III

POUR L'OBTENTION DU

GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean-Pol FORTUNÉ

Docteur de spécialité

Maître-assistant

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉNÉTIQUE DES TALCS PYRÉNÉNS

Soutenue le 16 Juin 1971 devant la Commission d'examen :

MM. L. CAPDECOMME Président

M. ORLIAC

J. WYART

Membre de l'Institut

F. PERMINGEAT

J. THIÉBAUT

N° d'ordre 444

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PAUL SABATIER - TOULOUSE III

POUR L'OBTENTION DU

GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean-Pol FORTUNÉ

Docteur de spécialité

Maître-assistant

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉNÉTIQUE DES TALCS PYRÉNÉENS

Soutenue le 16 Juin 1971 devant la Commission d'examen :

MM. L. CAPDECOMME Président

M. ORLIAC

J. WYART

Membre de l'Institut

F. PERMINGEAT

J. THIÉBAUT

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Ce travail a été réalisé au Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie dirigé par Monsieur le Professeur CAPDECOMME.

En me proposant d'étudier les gisements de talc pyrénéens qui avaient depuis longtemps retenu son attention, Monsieur CAPDECOMME a bien voulu m'accorder sa confiance et me consacrer un temps précieux. Il m'a entouré de sa bienveillante sollicitude et de ses encouragements constants. Je le prie de trouver, ici, l'expression de mon extrême gratitude et de mes sentiments les plus respectueux.

Monsieur le Professeur M. ORLIAC, a suivi, avec une disponibilité constante et beaucoup d'indulgence, mes recherches et les a éclairées de sa haute compétence. Je suis particulièrement sensible à l'inlassable attention et à la grande bienveillance qu'il m'a toujours témoignées. Je suis heureux de pouvoir l'assurer, ici, de mon profond attachement.

Monsieur le Professeur J. WYART, membre de l'institut, m'a fait l'honneur d'accepter de faire partie de mon Jury. Je lui exprime ma profonde et respectueuse reconnaissance.

Monsieur F. PERMINGEAT, Directeur de Recherches, a été un guide compréhensif et m'a fait bénéficier de sa très grande expérience en métallogénie. Il m'a montré, notamment, l'intérêt de l'observation, base de tout travail scientifique. Qu'il veuille bien croire en mes sentiments respectueux et reconnaissants.

Monsieur le Professeur J. THIEBAUT, Président de l'Université de Besançon, a bien voulu s'intéresser à mon travail et faire partie de mon Jury. Au cours de différentes rencontres à Trimouns, il m'a fait profiter de sa connaissance approfondie des conditions géologiques des gisements du St BARTHELEMY. Je le remercie vivement et le prie de croire en ma respectueuse gratitude.

Je remercie, également, Monsieur le Professeur R. PULOU qui, après avoir dirigé ma thèse de spécialité, m'a aidé par de nombreux conseils.

De nombreuses suggestions m'ont été faites sur le terrain par Monsieur l'Abbé M. DEBEAUX, Messieurs X. de GRAMONT, P. MONCHOUX, L. ROUX et F. TOLLON. Je les remercie chaleureusement.

Les analyses chimiques, dont l'interprétation n'a été possible que grâce au soin apporté à leur réalisation, sont dues à Mademoiselle S. LAFFONT. Les analyses physico-chimiques et spectrographiques ont été effectuées, avec beaucoup d'attention, par Mademoiselle L. BARES, Messieurs B. REYNIER et L. ORTELLI. Je les remercie pour l'aide efficace qu'ils m'ont apportée.

Dans mes remerciements, je fais une place particulière à Monsieur F. AURIAC, auquel je dois la mise au point et la réalisation de l'appareil de percolation. Sa disparition a été profondément ressentie par tous les membres du Laboratoire.

J'exprime mes très respectueux remerciements à Monsieur P. VILLEMUR, Directeur Général de la Société des Talcs de Luzenac, pour les facilités qu'il m'a accordées et auquel je dois l'impression de ce travail.

Je remplis un agréable devoir en remerciant Messieurs L. PY et J. HERVE, qui m'ont consacré, malgré leurs multiples tâches, de nombreux moments.

Monsieur OBENICHE, responsable de l'exploitation de Trimouns, a mis à ma disposition les documents miniers et m'a fait part de nombreuses observations. Je lui exprime mon amicale reconnaissance.

Monsieur P.J. HERBINGER, Directeur Général des Mines de Garrot, m'a permis d'étudier, dans les meilleures conditions, le gisement de Caillau et a bien voulu évoquer avec moi les problèmes posés par la formation du talc. Je le prie de croire en mes sentiments respectueux.

Grâce à sa connaissance parfaite de la Géologie de la Mine de talc de Reynès, Monsieur R. FRANCESCATI a pu me guider utilement lors des relevés tectoniques, m'évitant de nombreuses pertes de temps. Je lui exprime ma très vive reconnaissance.

Enfin, je remercie tous les membres du Laboratoire qui m'ont aidé à réaliser ce travail, et, tout particulièrement Madame AURIAC et Messieurs BACCHIN, DEDOUBAT et REYNIER.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543907_0010

INTRODUCTION. 1

1ère PARTIE - DESCRIPTION DE GISEMENTS DE TALC TYPIQUES.

CHAPITRE I - LE GISEMENT DE TALC DE CORNEILLA-DE-CONFLENT. 13

I - SITUATION GEOLOGIQUE. 13

1 - Les schistes du Viséen. 15

2 - Les calcaires du Dévonien supérieur. 18

3 - Les calcaires du Dévonien moyen. 18

II - LES CONCENTRATIONS DE TALC. 22

III - HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU TALC 23

CHAPITRE II - LE GISEMENT DE TALC DE REYNES. 25

I - SITUATION ET TRAVAUX MINIERS. 25

II - SITUATION GEOLOGIQUE. 28

1 - Les micaschistes. 28

2 - Les calcaires dolomitiques au mur du gisement. 28

3 - Les "gneiss granulés" ou métagrauwakes albitiques. 30

4 - Les quartzites. 30

5 - Les calcaires dolomitiques au toit du gisement. 30

III - TECTONIQUE DU GISEMENT. 32

1 - Les failles du système E-W. 32

2 - Les failles du système NW-SE. 32

3 - Les failles du système N-S et NE-SW. 32

IV - LA FORMATION A TALC ET CHLORITE. 33

V - RELATIONS ENTRE LE TALC ET LA TECTONIQUE. 38

VI - HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU GISEMENT DE TALC DE REYNES. 38

CHAPITRE III - LE GISEMENT DE TALC DE CAILLAU. 43

I - SITUATION ET TRAVAUX MINIERS. 43

II - SITUATION GEOLOGIQUE. 45

III - LE GRANITE ET LES ROCHES ENCAISSANTES. 47

1 - Le granite. 47
2 - Les roches encaissantes. 48

a) Les schistes et les calcschistes. 48
b) Les cornéennes. 49
c) Les calcaires dolomitiques. 50

IV - LA FORMATION A TALC ET CHLORITE. 50

V - MINERAUX ASSOCIES AU TALC. 57

1 - La calcite. 57
2 - Le quartz. 57
3 - La pyrite. 58

VI - HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU GISEMENT DE TALC DE CAILLAU. 58

CHAPITRE IV - LES GISEMENTS DE TALC DU DEPARTEMENT DE L'ARIEGE. 61

I - SITUATION, HISTORIQUE ET TRAVAUX MINIERS. 61

1 - Montferrier 61
2 - Trimouns. 61

II - ETUDES ANTERIEURES. 62

III - SITUATION GEOLOGIQUE DES CONCENTRATIONS DE TALC. 66

IV - LES ROCHES ENCAISSANTES. 67

1 - Les formations du mur. 67
a - Les gneiss à sillimanite. 67
b - Les gneiss à silicates calciques. 67
c - Les micaschistes. 68
d - Les quartzites. 68
e - Les calcaires métamorphiques 68
f - Les pegmatites 69

2 - Les formations du toît. 69
a) Montferrier. 70
- Calcaires blancs. 70
- Calcaires bleus. 70
- Calcaires marneux. 71
b) Trimouns. 72
- Les dolomies. 72
- Passage dolomies-schistes. 78
- Schistes chloriteux. 79
- Les séricitoschistes. 79
- La pyrrhotite. 79

V - OBSERVATIONS TECTONIQUES. 81
1 - Montferrier. 82
2 - Trimouns. 82

VI - LES CONCENTRATIONS DE TALC A MONTFERRIER. 85
1 - Les dolomies. 85
2 - Les pegmatites. 87
3 - Description du talc. 90
4 - Description des chlorites. 93

VII - LES CONCENTRATIONS DE TALC A TRIMOUNS. 93
1 - Morphologie du gisement. 93
2 - Description du talc. 98
3 - Description des chlorites. 99
4 - Minéraux divers associés au "talc". 101
a - Trémolite. 101
b - Pyrite. 101
c - Pyrrhotite. 101

VIII - HYPOTHESES SUR LA FORMATION DES GISEMENTS DE TALC DE MONTFERRIER ET DE TRIMOUNS. 103

2ème PARTIE - ETUDE MINERALOGIQUE DES TALCS ET CHLORITES ET CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES TALCS PYRENEENS.

CHAPITRE I - ETUDE MINERALOGIQUE DU TALC. 107

I - ANALYSES CHIMIQUES. 107

1 - Eléments essentiels. 107

2 - Eléments mineurs. 109

II - ANALYSES THERMIQUES. 109

1 - Analyses thermiques différentielles. 109

2 - Analyses thermiques pondérales. 112

III - DIAGRAMMES DE POUDRE. 115

IV - CONCLUSIONS. 115

CHAPITRE II - ETUDE MINERALOGIQUE DES CHLORITES. 116

I - ANALYSES CHIMIQUES. 117

1 - Eléments essentiels. 117

2 - Eléments mineurs. 128

II - ANALYSES THERMIQUES. 129

1 - Analyses thermiques différentielles. 129

2 - Analyses thermiques pondérales. 133

III - FORMULES STRUCTURALES. 144

IV - DIFFRACTOMETRIE. 148

1 - Shéridanite, ripidolite, corundophyllite, clinochlore. 148

2 - Interstratifiés vermiculite-chlorite. 150

a - Corneilla-de-Conflent. 150

b - Reynès - "Echantillon 4." 151

V - CONCLUSIONS.

CHAPITRE III - CONCLUSIONS GENERALES SUR L'ETUDE DES GITES DE TALC PYRENEENS. 156

1 - Gîtes de Reynès, de Caillau et du St Barthélémy. 162

2 - Gîte de Corneilla-de-Conflent. 163

3ème PARTIE - ESSAI DE REPRODUCTION DE REACTIONS NATURELLES DONNANT DU TALC OU DES CHLORITES.

CHAPITRE I - APPAREILLAGE ET MODE OPERATOIRE. 167

I - DESCRIPTION DE L'APPAREIL. 167

1 - Le four. 167

2 - L'autoclave et la tête de percolation. 167

3 - Le système d'alimentation et de contrôle. 170

II - CONDUITE D'UNE EXPERIENCE. 171

1 - Remplissage du circuit d'alimentation. 171

2 - Mise en place de l'échantillon 171

3 - Injection de l'eau. 172

III - PREPARATION DES POUDRES. 173

CHAPITRE II - DISSOLUTION DU QUARTZ. 174

I - VARIATIONS DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DU TEMPS 178

II - VARIATIONS DE LA MASSE DE SILICE EXTRAITE EN FONCTION DU TEMPS. 179

III - ETUDE DU PHENOMENE DE HAUTE SOLUBILITE. 180

IV - VITESSE DE DISSOLUTION DU QUARTZ NON PERTURBE. 182

V - CONCLUSIONS. 183

CHAPITRE III - DISSOLUTION DE LA DOLOMITE 185

I - VARIATIONS DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DU TEMPS. 195

II - VARIATIONS DU NOMBRE DE MOLES D'ATOMES N EXTRAITS EN FONCTION DU TEMPS. 196

III - ETUDE DU PHENOMENE DE HAUTE SOLUBILITE 198

IV - VITESSE DE DISSOLUTION DE LA DOLOMITE NON PERTURBEE. 201

V - CONCLUSIONS. 205

CHAPITRE IV - DISSOLUTION D'UN MELANGE DOLOMITE-QUARTZ. 206

I - ETUDE DU COMPORTEMENT DES IONS Mg^{++} et Ca^{++}. 206

1 - Magnésium. 208

2 - Calcium. 208

II - ETUDE DU COMPORTEMENT DE LA SILICE. 210

III - CONCLUSIONS. 210

IV - ESSAIS DE SYNTHESE DU TALC. 211

CHAPITRE V - DISSOLUTION D'UN SCHISTE A SERICITE. 215

I - ETUDE DU COMPORTEMENT DE SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O. 219

II - ETUDE DU COMPORTEMENT DE MgO 221

III - CONCLUSIONS. 223

CONCLUSION. 224

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE.

I N T R O D U C T I O N

- I N T R O D U C T I O N -

----:o:----

Le talc, $Mg_3 [Si_4 O_{10}] (OH)_2$ est activement exploité dans le Monde en raison de ses nombreuses applications industrielles.

Les principaux pays producteurs sont les Etats-Unis, la Russie, la Mandchourie, la France, l'Italie, la Yougoslavie, la Roumanie et l'Espagne. Sur une production mondiale de 3.000.000 de tonnes, l'Europe et la France interviennent, respectivement, pour 800.000 et 270.000 tonnes.

Certaines propriétés particulières: forme des particules (lamellaire ou fibreuse), pouvoir adsorbant, inertie chimique, blancheur, ou le fait d'être associé à des chlorites, assurent au talc différentes applications, notamment en céramique, papeterie, industrie des peintures et du caoutchouc.

CERAMIQUE.-

Dans la fabrication des faïences, des carreaux de revêtement, des réfractaires silico-alumineux, l'addition d'un "talc" lamellaire associé à des proportions importantes de chlorite s'est de plus en plus généralisée. R.ROYER (1969) a montré que ce produit ne réagissait pas au-dessous de 1050° C avec les autres constituants de la pâte, mais favorisait néanmoins la résistance au choc thermique par modification de la texture du tesson. Cette modification est liée essentiellement au comportement de la chlorite, qui présente, entre 600° C et 800° C, une brusque dilatation compensant le retrait subi par la plupart des argiles dans cet intervalle de température. Vers 1150° C, le talc réagit avec les autres constituants; son action est alors celle d'un fondant à très faible coefficient de dilatation. La formation d'eutectiques avec la silice libre permet de supprimer les anomalies de dilatation.

PAPETERIE.-

Les caractéristiques les plus recherchées sont l'onctuosité et le pouvoir adsorbant. Selon la qualité du papier, interviennent aussi la blancheur, la composition chimique et la finesse. Le talc a principalement un rôle opacifiant.

PEINTURES.-

La blancheur, l'inertie chimique et la tenue en suspension sont les propriétés déterminantes dans son utilisation en peinture. Le pouvoir couvrant et les propriétés rhéologiques (anti-coulures) sont améliorés de façon très sensible par substitution de talc lamellaire, de grande surface spécifique, aux produits de charge classiques: carbonate de chaux, kaolin, mica, diatomite, wollastonite.

CAOUTCHOUC.-

Cette industrie consomme des quantités très importantes de talc, qui constitue le matériau de charge principal dans les opérations de vulcanisation et de conservation.

Parmi les autres débouchés offerts au "talc", citons la pharmacie, l'agriculture (enrobage d'engrais, produits d'épandage, insecticides, blanchiment du riz), l'industrie textile (fixation de colorants) et certaines applications spéciales mettant à profit la structure compacte de certaines qualités de talc (stéatite) : céramique électronique, chaudronnerie.

Les nombreuses applications du talc expliquent l'importance des travaux de recherche, tant géologiques que minéralogiques, suscités par ce minéral.

A - LES TYPES DE GISEMENT DE TALC.-

Les gisements de talc les plus importants apparaissent au contact de roches ultrabasiques ou de roches carbonatées magnésiennes.

1.- Dans les roches ultrabasiques, la formation du talc est généralement liée à celle des serpentines. Cependant des talcschistes peuvent prendre naissance dans ces roches, en l'absence de toute serpentinisation; l'association actinote-chlorite précède alors la genèse du talc.

Les serpentines ayant un rapport $\frac{SiO_2}{MgO}$ (0,66) inférieur à celui du talc (1,33), leur transformation en talc correspond :

- soit à une silicification, sous l'action de solutions hydrothermales riches en silice suivant la réaction à volume constant [F.J.Turner-1948] :

$$(OH)_4\ Mg_3\ Si_2\ O_5 + 1{,}16\ SiO_2 \longrightarrow 0{,}79\ (OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + 0{,}63\ MgO + 1{,}21\ H_2O$$

- soit à la formation simultanée de magnésite sous l'action de solutions hydrothermales riches en CO_2, suivant la réaction [F.J.Turner-1948] :

$$2\ (OH)_4\ Mg_3\ Si_2\ O_5 + 3\ CO_2 \longrightarrow (OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + 3\ Mg\ CO_3 + 3\ CO_2$$

Les principaux gisements de ce type sont aux Etats-Unis (Etat de Vermont), au Canada (Province de Québec), dans les Alpes (Massif du St-Gothard et de l'Aar), au Maroc (Bou-Azzer). On n'en connaît pas d'exploitables dans les Pyrénées, bien que du talc en veines décimétriques, apparaisse dans les lherzolites de Bestiac et de Montcaup (P.Monchoux-1970), où il n'offre qu'un intérêt minéralogique.

2.- Dans les roches carbonatées magnésiennes, la formation du talc a été attribuée à l'action de la silice sur la dolomite :

$$4\ SiO_2 + 3\ Mg\ Ca\ (CO_3)_2 + H_2O \longrightarrow (OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + 3\ Ca\ CO_3 + 3\ CO_2$$

La silice, nécessaire à la réaction de talcification, a été soit prélevée dans les dolomies originellement siliceuses par les solutions hydrothermales (C.E.Tilley-1948), soit apportée par ces dernières (L.Capdecomme-1950).

Une étude du système SiO_2 - MgO - H_2O, de N.L.Bowen et O.F.Tuttle (1949) a montré que le talc devait constituer la première phase engendrée par métamorphisme "thermal" de dolomies siliceuses, et que, par élévation de température, doivent apparaître successivement : talc, trémolite, forstérite, diopside, périclase, wollastonite, monticellite, akermanite, tilleyite, spurite, rankinite, merwinite, larnite.

Parmi les nombreux travaux relatifs à l'étude de la réaction

quartz + dolomie + eau = talc + calcite + CO_2 ,

nous retiendrons ceux de M.Christophe - Michel Levy (1957), de P.W.Metz et C.F.Winkler (1963) et de T.M.Gordon et H.J.Greenwood (1970).

M.Christophe - Michel Levy, étudiant les conditions de formation de la trémolite à partir du mélange quartz - dolomie - eau, a obtenu du talc et de la calcite pour des températures différentes suivant la composition de la dolomie originelle: à 300° C avec une dolomie ankéritique (12,1 % de FeO), à 350° C avec une dolomie pauvre en fer (1,2 % de FeO).

P.W.Metz et G.F.Winkler (1963) ont étudié cette réaction dans l'intervalle de température 250° C - 550° C, sous une pression constante de 2000 bars. Si le CO_2 est rapidement entraîné, le talc apparaît dès 300° C; il pourrait donc se former durant la diagenèse. Dans les roches métamorphiques, la réaction a lieu, soit à la température d'apparition du faciès schiste vert (400° C $\pm$ 20° C à 2000 bars), soit à une température plus élevée du sous-faciès : quartz - albite - épidote - biotite. L'auteur suggère, en outre, que, durant le métamorphisme la pression partielle de CO_2 dans les pores de la roche était supérieure à celle de l'eau.

T.M.Gordon et H.J.Greenwood (1970) ont montré qu'entre 400° C et 520° C sous une pression de 2000 bars, la réaction de talcification est réversible. En outre, la présence d'alumine et de potassium exclut la formation du talc et conduit à l'association phlogopite - quartz, stable dans un large intervalle de température. J.J.Fawcett et H.J.Yoder (1966) avaient noté qu'en présence d'alumine, apparaissent les associations talc - chlorite - quartz, quartz - chlorite -montmorillonite ou quartz - chlorite.

De tels gisements, issus de dolomies, existent en Mandchourie, aux Etats-Unis (Etat de New-York, Californie), en Italie (Pinerolo), en Sardaigne, en Roumanie et en Espagne. Les Pyrénées en offrent de nombreux, d'importance diverse. Citons, dans les Pyrénées-Orientales, ceux de Corneilla-de-Conflent, de Reynès, de Caillau, de Montferrer, de Montner et de Las-Illas; dans l'Ariège, ceux de l'étang de Rabassoles, de Rabat-les-trois-Seigneurs, de Montferrier et de Trimouns (ce dernier étant à l'échelle de la production mondiale); dans l'Aude, celui d'Espezel (fig.1).

Bien que les gîtes Pyrénéens aient été peu étudiés, leur formation est controversée :

Comme nous l'avons vu, L.Capdecomme attribue la genèse des talcs à une action directe de silice pneumatolytique sur les dolomies. La calcite en énormes monocristaux, régulièrement rencontrés dans ces gîtes, découle directement de la réaction de talcification et on constate qu'en général aucun silicate n'a servi d'intermédiaire au talc, la formation par rétromorphose de la trémolite observée à Trimouns étant tout à fait accessoire et locale.

H.J.Zwart (1953), puis J.Thiebaut et al.(1965) ont repris l'hypothèse précédente pour expliquer la genèse des gisements de talc à Montferrier et à Trimouns. H.J.Zwart pense que les chloritoschistes à clinochlore correspondent à la transformation de sédiments marneux dolomitiques.

Par contre, S.Aranitis (1967) rejette toute liaison entre le talc et les dolomies, à la suite d'observations réalisées sur les gîtes des Pyrénées-Orientales et Ariégeoises. Selon lui, des solutions hydrothermales riches en magnésie, auraient réagi d'une part, sur les calcaires pour former les dolomies, d'autre part sur la muscovite des micaschistes pour donner des chlorites du genre clinochlore. Le talc proviendrait alors de la combinaison de la silice, libérée par la chloritisation, et de la magnésie présente en solution. Cet auteur reprend, en partie, une hypothèse formulée par L.Mengaud (1908), lors d'une étude des gîtes du St-Barthélémy.

B - ETUDES MINERALOGIQUES.-

Le talc résulte de l'association d'un feuillet octaédrique de brucite $[Mg_3 (OH)_2]^{4+}$ pris entre deux feuillets de tétraèdres $[(SiO_4)]^{4-}$. Cependant, les analyses chimiques de talc de provenances diverses font apparaître, très souvent, de légères teneurs en alumine, oxydes de fer, calcium et titane. Certains auteurs ont évoqué un remplacement, dans le réseau du talc, du silicium par l'aluminium (J.J.Fawcett et H.S.Yoder-1966), le fer trivalent (W.C.Forbes-1969) ou le titane et du magnésium par le fer divalent ou trivalent. En réalité, les possibilités de substitution doivent être très limitées, les cations dosés entrant, généralement, dans la composition d'autres minéraux individualisés dans la roche et difficiles à séparer : chlorite, amphibole ou serpentine.

Par contre, M.Ross et al (1968) ont constaté que les teneurs en fluor des talcs naturels, issus du métamorphisme de dolomies siliceuses, oscillent entre 0,11 % et 0,48 %, tandis que celles des talcs provenant de l'altération de roches ultra-basiques sont inférieures à 0,04 %; le fluor peut occuper la place des hydroxyles (OH) dans le feuillet du talc.

Les gisements de talc pyrénéens

D'après la carte des gites minéraux de la France - B.R.G.M. - feuille TOULOUSE

0 5 10 15 20 km

N

LEGENDE

- Ordovicien et Cambrien
- Granite

LA TORTE (L.E)
St BARTHELEMY
TRIMOUNS
ESPEZEL
Ax les-Thermes
RABASSE (L.E)
ASTON
QUERIGUT
CAILLAU
MILLAS
COUNOZOULS
AGLY
ROUSSILLON
HOSPITALET
Prades
LAS EMBOLLAS
ASPRES
MER MEDITERRANEE
MONT LOUIS
Ceret
REINES
ALBERES
MONTFERRER
CARANÇA
CANIGOU
MONTNER
LA BA

Les premières études de structure, réalisées par J.W.Gruner (1934), ont attribué au talc une symétrie monoclinique (C 2/c) : a = 5,28 Å, b = 9,15 Å, c = 18,90 Å, β = 100°15'. Depuis, les déterminations de M.Ross et al (1968) ont conduit à une symétrie triclinique (C_1 ou C $\bar{1}$) : a = 5,255 Å, b = 9,137 Å, c = 9,448 Å, α = 90°46', β = 98°56', γ = 90° 0'.

Quoiqu'il en soit, les diagrammes de poudre sont très caractéristiques, avec pour raies principales : 9,30 Å (002), 4,59 Å (020), 3,11 Å (006), 2,47 Å (132-204), 1,86 Å (0010) et 1,52 Å (060); de légères variations ont été enregistrées dans les intensités relatives : la raie la plus intense est tantôt 9,33 Å (M.Ross et al,1968), 3,11 Å ou 2,49 Å (A.S.T.M.) ou 2,48 Å (J.Gruner-1934).

J.J.Fawcett et H.S.Yoder (1966) ont noté une diminution de 0,3 % du paramètre c, déduit de l'équidistance des plans (006), lorsque la teneur en alumine, dans le réseau d'un talc synthétique, varie de 0 à 4 %. W.C.Forbes (1969) constate que l'équidistance des plans (003) passe de 3,119 Å à 3,159 Å pour des rapports $\frac{Fe}{Fe + Mg}$ respectivement égaux à 0,01 et 0,062.

Les applications en céramique ont suscité de nombreuses études thermiques. Le talc se décompose entre 900° C et 1000° C en un mélange de silice et de Mg Si O_4; au-dessus de 1100° C se forment de la cristobalite et de la protoenstatite remplacée par la clinoenstatite à 1400° C (E.Koltèrman-1964). R.Clerc (1945) a mis au point une méthode de dosage du talc, dans un mélange talc-chlorite, par analyse thermique pondérale.

Tous les auteurs qui ont étudié les gîtes de talc pyrénéens ont noté la présence de chlorite, qu'ils ont généralement rattachée à la leuchtenbergite ou au clinochlore.

Les chlorites, de formule générale, $(Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8 O_{20}](OH)_{16}$, se distinguent nettement du talc par leurs propriétés optiques.

Au point de vue structural, le feuillet élémentaire, d'une épaisseur de 14 Å, résulte de l'association, suivant une symétrie monoclinique (C 2/m), d'un feuillet micacé * $(OH)_4 (Fe,Mg)_6 [(Si,Al)_8 O_{20}]$ et d'un feuillet brucitique $(OH)_{12} (Fe,Mg,Al)_6$. Les paramètres de la maille sont voisins de a = 5,3 Å, b = 9,2 Å, c = 14,3 Å, $\beta = 97°$. Les diagrammes de poudre, analogues pour les différents types de chlorite, montrent les raies principales suivantes : 14 Å (001), 7 Å (002), 4,7 Å (003), 3,5 Å (004), 2 Å (007), 1,53 Å (060). Cependant l'étude d'un grand nombre de chlorites a permis à divers auteurs [M.H.Hey (1954), H.Schirozu (1958)] de constater que les substitutions de Si par Al et de Mg par Fe, Al, Mn dans la maille de la chlorite $(Mg_{12-x-y-z} Al_x Fe_y Mn_z)[(Si_{8-x} Al_x) O_{20}](OH)_{16}$ se traduisent par de légères variations dans la position et l'intensité de certaines raies :

a)- les paramètres a et b varient dans le même sens que les nombres y et z d'atomes de fer et de manganèse; ils ne dépendent pas de la substitution Si-Al ;

b)- l'équidistance des plans (001), liée, essentiellement, au nombre x d'atomes d'aluminium en position tétraédrique, varie en sens inverse de ce nombre d'atomes.

Les courbes d'analyse thermique différentielle sont caractéristiques : deux crochets endothermiques vers 600° C et 850° C, correspondent respectivement à la destruction du feuillet brucitique et du feuillet micacé; un crochet exothermique vers 875° C, traduit la cristallisation d'olivine et de spinelle. La position de ces crochets est toutefois influencée par la taille des particules de chlorite (G.Sabatier-1950) et par la teneur en fer de chacun des feuillets (S.Caillère et S.Henin-1960).

---

* Le feuillet "micacé" est désigné feuillet "talc" dans la littérature anglo-saxonne.

Les courbes d'analyse thermique pondérale montrent deux pertes de poids entre 400° C et 850° C qui traduisent les départs successifs des hydroxyles des deux feuillets. Le rapport $r = \frac{\text{eau feuillet brucitique}}{\text{eau feuillet micacé}}$ est théoriquement égal à 3. Toutefois, pour des teneurs importantes en fer divalent, le rapport r mesuré subit des variations liées à l'oxydation du fer; le sens de la variation permet de localiser ce dernier dans l'un ou l'autre des feuillets.

Initialement, les essais de classification des chlorites étaient basés sur les seules données de l'analyse chimique (J.Orcel-1927); aujourd'hui, ils font intervenir, simultanément, la composition chimique et la structure, la composition théorique étant la suivante : $(Mg,Fe,Al)_{12}[(Si,Al)_8\ O_{20}]\ (OH)_{16}$

J.Orcel et al (1950), distinguent, d'abord, quatre groupes par le nombre d'atomes de silicium dans la maille :

$(Mg_{12-\ -y}\ Fe_y\ Al_x)\ [(Si_{8-x}\ Al_x)\ O_{20}]\ (OH)_{16}$:

	nombre d'atomes silicium
amésite :	4 à 4,4
Prochlorite :	4,6 à 5,6
Clinochlore :	5,8 à 6,1
Pennine :	> 6,1

Chacun de ces groupes, suivant le nombre y d'atomes de fer contenus dans la maille, est divisé en sous-groupes auxquels sont rattachées les différentes espèces. Par exemple, au groupe des prochlorites, que nous rencontrerons au cours de notre étude, sont rattachées, notamment, la shéridanite ($o < Fe < 1$), la corundophyllite ($1 < Fe < 2$) et la ripidolite ($Fe > 2$).

M.H.Hey (1954) établit une classification très voisine de la précédente (fig.2) tenant compte, aussi, du nombre d'ions Si, $Fe^{++} + Fe^{+++}$ et du rapport $\frac{Fe^{++} + Fe^{+++}}{Fe^{++} + Fe^{+++} + Mg}$.

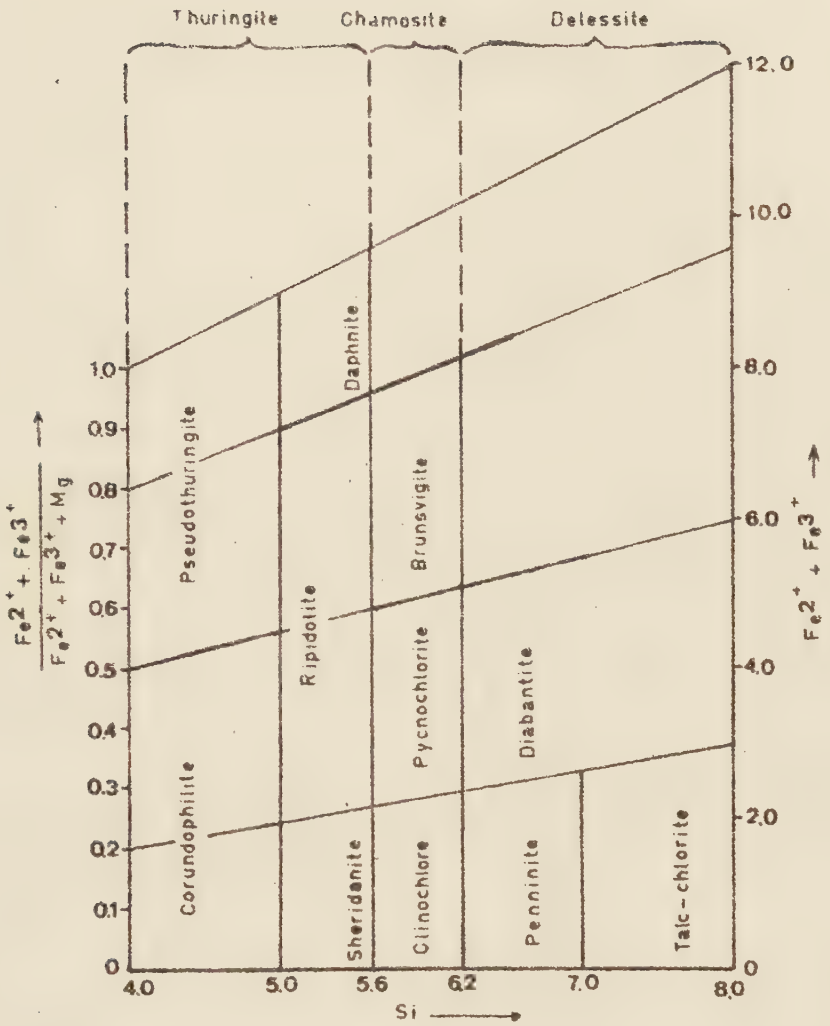


Fig. 2 — Tableau résumant la classification des chlorites d'après M.H.Hey.

Au cours du présent travail, nous avons voulu préciser les conditions de formation des gîtes de talc pyrénéens qui constituent une sorte d'unité métallogénique.

Nous consacrerons la première partie de ce mémoire à l'étude métallogénique de gisements particulièrement représentatifs des Pyrénées-Orientales et Ariégeoises.

La deuxième partie sera réservée à l'étude minéralogique des talcs et des chlorites et aux conclusions générales découlant des observations faites sur l'ensemble des gisements pyrénéens.

Dans la troisième partie, nous décrirons des essais physico-chimiques réalisés en vue d'étayer une partie de nos conclusions.

- 1ère PARTIE -

DESCRIPTION DE GISEMENTS DE TALC TYPIQUES

Parmi les nombreux gisements de talc connus dans les Pyrénées, nous avons retenu cinq gisements particulièrement représentatifs, qui diffèrent par leur contexte géologique.

Trois sont dans les Pyrénées-Orientales :

- Corneilla-de-Conflent ;
- Reynès ;
- Caillau ;

deux se trouvent dans l'Ariège :

- Montferrier ;
- Trimouns.

- CHAPITRE I -

LE GISEMENT DE TALC DE CORNEILLA-de-CONFLENT

Ce gisement est situé sur le plateau d'Ambulla*, au Nord du village de Corneilla, à 750 mètres d'altitude (fig.1).

Les débuts de l'exploitation remontent à la première guerre mondiale et ont eu lieu par galeries. Ce mode d'extraction, rapidement abandonné, a été remplacé par une exploitation à ciel ouvert. Le gisement a été ainsi reconnu sur une longueur de 100 mètres par une carrière présentant quatre niveaux étagés sur une hauteur de 20 à 30 mètres. Il a été dépilé verticalement sur une largeur qui, partant de 20 mètres à la partie supérieure, a décru progressivement jusqu'à 3 à 4 mètres à la partie inférieure, lors de l'arrêt des travaux (1968).

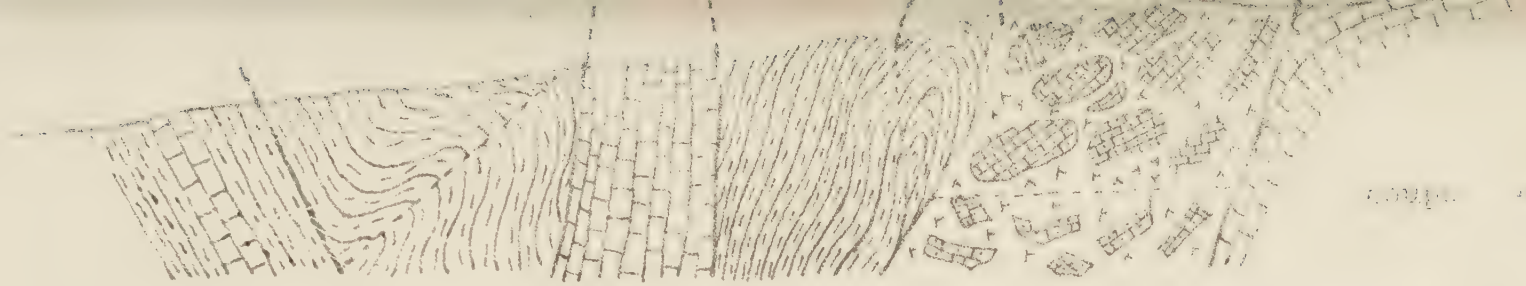
Le produit extrait, constitué essentiellement par un mélange de talc et de calcaire (CaO : 8 %), était directement utilisé en céramique.

I.- SITUATION GEOLOGIQUE.-

Le plateau d'Ambulla constitue la partie Orientale du synclinal de Villefranche-de-Conflent. Le talc est localisé dans une faille E - W entre les schistes du Viséen au Nord, et des calcaires roux du Dévonien supérieur au Sud, auxquels sont associés des schistes à nodules phosphatés décrits par P.Cavet (1958). La largeur de la couche minéralisée est de 15 mètres à l'Ouest; elle diminue vers l'Est, où elle n'est plus que de trois mètres environ; le pendage est très accentué, 70 à 80° N. (fig.3).

---

* Ce gisement porte le nom de Las Embollas, sur la carte de situation générale (fig.1).



coupe d

coupe c

Légende

Echelle 0 5 10 m

Schistes du Viséen

Calcaires du Dévonien supérieur

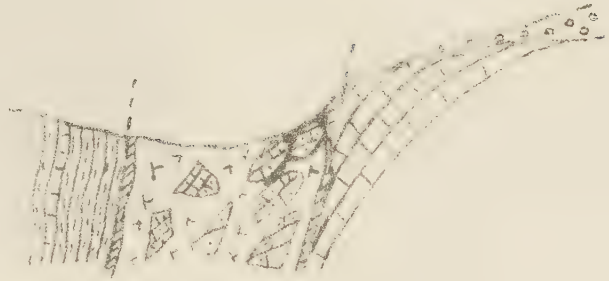
Calcaires dolomitiques du Dévonien moyen

Talc

Diorite

Argile

Failles



coupe b

coupe a

Fig. 3 - Coupes sériées du gisement de talc de Corneilla-de-Conflent. Ces coupes sont espacées [illegible]

1)- Les schistes du Viséen.-

De couleur grise ou beige, ils forment le toît du gisement et occupent de petites dépressions synclinales d'axe orienté E - W (P.Cavet-1959 - p.128). Ils sont très plissés (fig.4) ce qui donne à l'ensemble l'allure d'un chevauchement. Une surface de contact anormal entre le gothlando-dévonien et le dévonien-calcaire a, d'ailleurs, été mise en évidence par B.Dalmayrac (1967) lors d'une étude microtectonique de cette région.

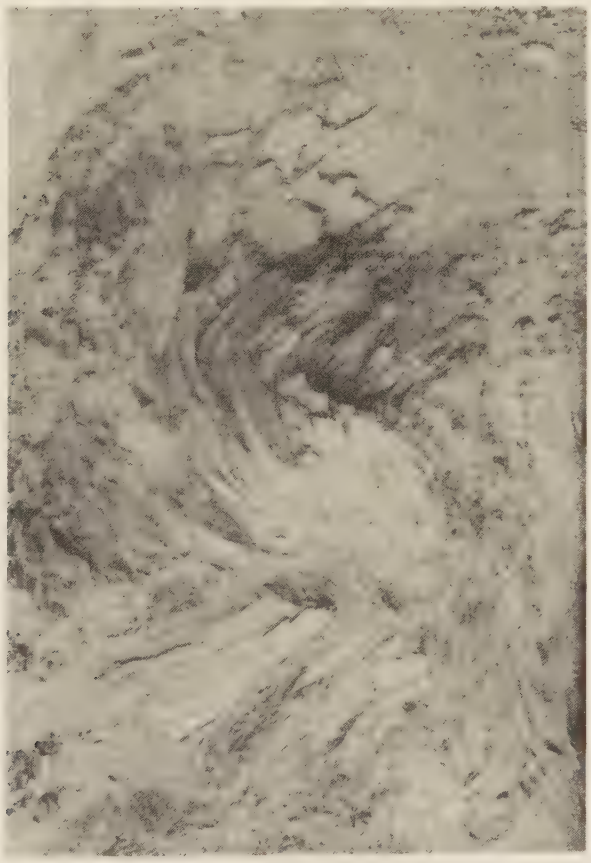


Fig. 4 - Plissement dans les schistes du Viséen.

Les plis sont généralement affectés par des failles E-W, visibles, notamment, dans la tranchée qui conduit au niveau inférieur de la carrière. Ces schistes, très peu

métamorphiques, montrent d'étroites intercalations de calcaires et de grès. Ils sont constitués, principalement, par du quartz en petits cristaux et de la séricite, auxquels s'ajoutent, parfois, de la muscovite et des chlorites.

Dans le tableau 1, nous donnons les analyses chimiques de quatre échantillons moyens prélevés suivant les coupes A, B, C, D, espacées de 20 mètres environ. Ces analyses diffèrent, principalement, par les teneurs en CaO et en K_2O, commandées respectivement par les concentrations en calcite et en séricite.

De petits cristaux de calcite [(1120), (0112)] prennent naissance dans des géodes; ils sont, le plus souvent, recouverts par une pellicule d'oxyde de fer.

Les schistes sont séparés de la zone minéralisée par une salbande argileuse (fig.3) dont la puissance varie de 0,20 à 1 mètre. Les analyses thermiques différentielles et les diagrammes de poudre montrent que ces argiles sont principalement des illites, accompagnées localement de montmorillonite et d'un peu de kaolin. En continuité stratigraphique avec les schistes, ces argiles proviennent de leur transformation par des solutions hydrothermales. Certains échantillons présentent encore une structure rubanée, avec une alternance de lits constitués de fines paillettes de séricite et de grains de quartz pulvérulent, et de lits essentiellement argileux. L'analyse chimique d'un tel échantillon (tableau 2) diffère notamment de celle des schistes (tableau 1) par une diminution de la proportion de silice et une perte au feu plus importante.

Les analyses de fluor et les dosages spectrographiques effectués sur les schistes et les argiles (tableaux 3 et 4) révèlent les mêmes éléments mineurs avec, cependant, une concentration moyenne en Mn plus élevée dans les argiles (1200 g/t) que dans les schistes (400 g/t).

	Coupe A		Coupe B		Coupe C		Coupe D	
	%	millimoles pour 100g	%	millimoles pour 100g	%	millimoles pour 100g	%	millimoles pour 100g
SiO_2	55,1	918	60,2	1003	53,3	888	57,6	960
Al_2O_3	18,4	180	19,4	190	14,4	141	19,6	192
Fe_2O_3	7,3	46	8,0	50	7,0	44	8,6	53
CaO	4,5	80	0,8	14	8,1	145	1,9	33
MgO	2,5	64	2,1	52	2,6	65	2,5	62
K_2O	3,5	37	2,9	31	2,3	24	3,6	38
Na_2O	0,8	13	0,8	13	1,7	27	0,3	4
erte au feu	8,5		5,7		11		6,5	
	100,6		99,9		100,4		100,6	

TABLEAU 1.- Analyses chimiques des schistes du Viséen.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Perte au feu	TOTAL
%	47,8	15,7	11,5	1,5	9,5	2,5	0,2	11,0	99,7
millimoles pour 100 g.796	154	72	26	237	26	3			

TABLEAU 2.- Analyse chimique d'un échantillon de schiste argileux prélevé sur l'éponte Nord, coupe D.

eu de prélèvement	F %	Mng/t	Pb g/t	Gag/t	V g/t	Nig/t	Cug/t	Zng/t	Tig/t
histes									
Coupe A	0,072	100	10	30	100	70	100	100	2 000
Coupe B - B1	0,072	300	10	70	300	30	100	-	8 000
B2	0,085	700	10	70	300	70	70	-	2 000
Coupe C - C1	0.067	700	50	30	300	70	70	-	2 000
C2	0,026	100	50	30	100	70	70	-	2 000
Coupe D	0,042								

TABLEAU 3 - Dosages des éléments mineurs dans les schistes suivant le lieu de prélèvement.

2)- Les calcaires du Dévonien supérieur.-

Ces calcaires, de couleur brune, au mur du gisement sont très redressés et faillés. Les plans de cassure sont soulignés par des stries de glissement et par des placages de chlorite de quelques centimètres d'épaisseur, mêlés à de la calcite, localisée en fines pellicules entre les plans de clivage et, aussi, par des lentilles d'argiles, essentiellement constituées d'illites (fig.5).

Ces calcaires ne sont pas magnésiens. Un diagramme de poudre effectué sur le résidu d'attaque a révélé la présence de quartz. Des dissolutions secondaires ont donné naissance à des calcites fibreuses ou onyx. Ils ne contiennent pas de fluor et les éléments en traces sont :

Mn (2000 g/t), Pb (100 g/t), V (100 g/t), Ni (70 g/t), Ti (600 g/t)

3)- Les calcaires du Dévonien moyen.-

Entre les deux horizons que nous venons de décrire, se situent des calcaires gris à grains très fins, rapportés au Dévonien moyen.

Ces roches sont très diaclasées et broyées. Cependant la forme des blocs de calcaires dolomitiques varie selon leur position dans la carrière. A la partie supérieure, ils sont arrondis (fig.3) et reposent sur du talc sans liaison directe avec ce dernier; au niveau d'exploitation actuel, leurs contours sont anguleux (fig.3 et 6 a) et évoquent une brèche tectonique à l'échelle de l'affleurement comme à celle de l'échantillon (fig.6 b).

Ces différences indiquent un réjeu de la faille, postérieur à la formation du talc.

fig.5 - Plan de faille affectant les calcaires du Dévonien supérieur. On distingue les placages de chlorite en bleu et d'argile en brun.

Au microscope, on distingue, dans ces roches, des cristaux de calcite très maclés de 200 à 300 µ de diamètre - et des cristaux de dolomite, nettement plus petits, de 50 à 100 µ. Ces derniers sont sillonnés par des veines de talc.

Des analyses chimiques effectuées sur un échantillon moyen et sur une carotte de sondage prélevée à huit mètres de profondeur par rapport au niveau actuel, ont montré des teneurs en MgO respectivement égales à 15,2 % et 10,3 % tandis que les teneurs en $Si\ O_2$ sont de 3,9 % et 2,1 %. Les pourcentages correspondants en dolomite sont 70 % et 47 %. Les teneurs en silice peuvent être attribuées à du talc.

u de prélèvement	F %	Mn g/t	Pb g/t	Ga g/t	V g/t	Ni g/t	Cu g/t	Zn g/t	Ti g/t
Coupe A - A1	0,085	100	10	10	100	70	10	100	1 000
A2	0,055								
Coupe B	0,085	700	50	30	300	30	100		2 000
Coupe C		2000	200	30	300	100	100		2 000
Coupe D	0,227	2000	200	10	300	100	100	100	2 000

Tableau 4 - Dosages des éléments mineurs dans les argiles suivant le lieu de prélèvement.

Nature et lieu prélèvement	Sr g/t	Mn g/t	Pb g/t	Ga g/t	V g/t	Ni g/t	Cu g/t	Zn g/t	Ti g/t
lcaires dolomitiques									
est du gisement 1	80	100	10	10	-	-	5	-	200
2	30	-	-	-	-	-	-	-	-
ntre du gisement	30	100	10	-	-	-	5	-	200
r carotte de sondage	-	300	10	-	-	-	10	-	200
t du gisement	50	-	-	-	-	-	-	-	-
Calcite									
1	420	70	10	-	-	-	5	-	-
2	350	100	10	-	-	-	5	-	-
3	120	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 5 - Dosage des éléments mineurs dans les calcaires dolomitiques.

Enfin, associés à ces calcaires dolomitiques, signalons des cristaux décimétriques de calcite blanche, analogues à ceux décrits par L.Capdecomme (1950) dans d'autres gisements de talc pyrénéens.

Les analyses de fluor ont été négatives tant pour les calcaires que pour les calcites; les résultats des dosages d'autres éléments mineurs par absorption atomique ou par spectrographie sont donnés dans le tableau 5. Les calcites sont, en outre, faiblement magnésiennes : 0,024 % (1) et 0,13 % (2).

II.- LES CONCENTRATIONS DE TALC.-

Le talc est essentiellement lié à ce niveau de calcaires dolomitiques. Il apparaît en veines de 1 à 50 cm de puissance dans les diaclases des calcaires. Comme le signale S.Aranitis (1967), les filons de talc n'ont pas une orientation nette, mais constituent une sorte de "Stockwerk". Le minéral est généralement massif, de couleur blanche ou verte; des montmorillonites en lentilles de faible extension (25 à 50 cm de longueur) lui sont intimement mélangées.

Des chlorites se développent de façon préférentielle aux épontes du gisement et, principalement au toît, c'est-à-dire du côté des schistes, où elles forment des lits discontinus de cinq à dix centimètres de puissance. De couleur vert pâle à vert foncé, elles sont, parfois, en lamelles étirées, montrant des stries de glissement dues à des contraintes tectoniques.

Les lames minces montrent que le talc s'est formé dans des fissures des calcaires, aux dépens des cristaux de dolomite, fortement corrodés, en lamelles de 30 à 40 µ. Il est toujours associé à de la calcite et, accidentellement, à des chlorites. Ces dernières, en lamelles de quelques microns (incolores en lumière naturelle, faible biréfringence, allongement négatif), sont en réalité un mélange de chlorite et de vermiculite-chlorite, comme le montreront les études minéralogiques (IIème partie - chapitre 2).

III.- HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU TALC.-

Les résultats des observations précédentes permettent d'interprêter le rôle des facteurs lithologiques et tectoniques dans la genèse de la concentration du talc. Lors de la fracturation E - W, les calcaires gris dolomitiques situés entre schistes et calcaires ont été fortement diaclasés, favorisant ainsi le passage et l'action de solutions hydrothermales. Celles-ci ont transformé les schistes en argiles avec libération de silice par dissolution du quartz et par transformation locale de montmorillonite en kaolin. La silice dissoute a réagi sur les calcaires dolomitiques pour engendrer le talc suivant la réaction (L.Capdecomme-1957) :

$$4\ SiO_2 + 3\ Ca\ Mg\ (CO_3)_2 + H_2O \rightleftharpoons (OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + 3\ Ca\ CO_3 + 3\ CO_2.$$

Les gros cristaux de calcite trouvés dans le gisement sont, au moins en partie, le résultat de cette transformation. Une autre partie provient de la dissolution et de la reprécipitation de la calcite préexistant dans le niveau dolomitique. La part de cette dernière n'est vraisemblablement pas négligeable. En effet, les gros cristaux actuels de calcite contiennent une proportion importante de strontium (F.Alengrin-1968), et dans les calcaires gris dolomitiques, la calcite contient du strontium,

tandis que la dolomite en est exempte, comme l'ont montré les dosages des fractions séparées sélectivement avec HCl dilué.

L'alumine libérée lors de la formation des argiles s'est combinée à la magnésie et à la silice pour donner les vermiculites-chlorites, peu abondantes dans ce gisement.

Signalons l'absence de cristaux de quartz et de pyrite, minéraux familiers des autres gisements de talc pyrénéens, ainsi que nous le verrons plus loin.

Finalement, nous pouvons rattacher le gisement de talc de Corneilla-de-Conflent à une formation d'origine hydrothermale comme l'avait, d'ailleurs, suggéré E.Raguin (1958). L'importante fracturation a favorisé le passage des solutions qui ont transformé les schistes épimétamorphiques en argiles et se sont enrichies en silice essentiellement par dissolution du quartz. La silice s'est combinée à la magnésie des calcaires dolomitiques pour donner le talc. Les nombreux témoins de calcaires magnésiens montrent que la réaction n'a pas été complète et cela concorde avec l'absence de quartz.

La nature des minéraux interdit de rattacher ce gisement à un simple métamorphisme général. On ne saurait évoquer l'action immédiate d'une intrusion de roches granitiques, puisque rien n'indique sa présence au voisinage du plateau d'Embullas. On pourrait cependant songer à des venues hydrothermales liées au volcanisme Dinantien, ce qui rejoindrait les conceptions de H.Pélissonnier (1963), reprises par J.Bouladon et al.(1963) sur la formation des gîtes de manganèse des Hautes-Pyrénées et de Las Cabesses. La présence d'un indice de manganèse, proche du gîte de Corneilla, ainsi que les teneurs élevées en cet élément dans les argiles appuieraient cette hypothèse.

IV.- AUTRES GISEMENTS DU MEME TYPE.-

Nous rapprocherons du gisement de Corneilla-de-Conflent les indices de talc d'Espezel (Aude), de Baixas et de Montferrer (lieu-dit La Souque - Pyrénées-Orientales), qui montrent aussi du talc très pur dans des cassures des calcaires dolomitiques.

- CHAPITRE II -

LE GISEMENT DE TALC DE REYNES

La région comprise entre Reynès et le Mas Abri (fig.7), au Nord du massif gneissique du Roc de France, comporte de nombreux indices de talc riches en chlorite, qui ont fait l'objet d'extractions en carrière. Seule, l'exploitation de Reynès est actuellement en activité.

I.- SITUATION ET TRAVAUX MINIERS.-

Cet indice est situé à 1,700 km au Sud-Est du village de Reynès, sur la rive Est de la rivière Las Pignatères. Commencée en carrière, il y a une cinquantaine d'années, l'exploitation s'est poursuivie par galeries. L'entrée du travers-banc principal est à 480 m d'altitude. Le talc ne représente qu'une faible partie du produit extrait, constitué, principalement, par des chlorites et utilisé comme matériau de charge. La production annuelle est de l'ordre de 10 à 15.000 tonnes.

Un travers-banc orienté N-S recoupe les séries métamorphiques et conduit à deux descenderies presque parallèles qui permettent d'accéder aux niveaux d'exploitation, situés aux cotes - 30, - 66 et - 77. les galeries sont généralement orientées E-W, parallèles aux couches. Dans chacune, des recoupes N-S permettent de préciser la puissance de la zone minéralisée, qui croît avec la profondeur. Des dépilages anciens, au Nord des travaux actuels, sont inaccessibles.

Cet indice se différencie du gîte de Corneilla:

- par la nature des roches encaissantes : talc et chlorite sont inclus dans des formations métamorphiques représentées par des micaschistes à biotite, rapportés par A.Autran et G.Guitard (1969) à la formation des micaschistes de Montalba, lithologi-

quement analogues à ceux du Paléozoïque inférieur ;

- par son abondance en chlorites, le talc ne représentant que 5 % du produit extrait.

Des caractères communs apparaissent, cependant :

- présence de calcaires dolomitiques, qui forment les épontes du gisement ;
- fracturation très importante.

SITUATION GEOLOGIQUE DES INDICES DE TALC DE REYNES

D'apres la carte geologique du Massif du Roc de France de A. AUTRAN et G. GUITARD (1955 - 1969)

LEGENDE

- Gneiss
- Micaschistes
- Niveaux calcareo-dolomitiques
- Granites à cordierite
- Massifs de diorite et de gabbro
- Petits corps de granites à deux micas
- Sillimanite dans les micaschistes
- Failles
- Talc + chlorite

0 500m

Fig 1

II.- SITUATION GEOLOGIQUE.-

Dans une coupe théorique S-N, on rencontre successivement :

1.- Les micaschistes : orientés E-W, de pendage S et visibles, principalement, à l'entrée du travers-banc principal, ils offrent une texture finement litée. Les principaux minéraux sont : quartz, biotite altérée parfois en pennine, muscovite et albite (peu abondante); signalons aussi le sphène, l'apatite et la tourmaline. Cependant, nous avons noté la présence de sillimanite et de muscovite II, obliques sur la schistosité, dans des micaschistes prélevés au contact d'amandes quartzo-feldspathiques. Sillimanite et muscovite II appartiennent, vraisemblablement, au faciès pseudo-catazonal (G.Guitard-1958) et seraient dues à la mise en place des massifs de diorites et de gabbros (fig.7) rattachée par A.Autran et G.Guitard (1969) à l'intrusion du massif granitoïde de St-Laurens-de-Cerdans.

2.- Les calcaires dolomitiques au mur du gisement : en continuité stratigraphique avec les micaschistes, ils ont une puissance de 6 à 8 mètres, une direction E-W et un pendage 45°S.

Fig.8 - L.P.× 40. Association trémolite (Tr), anorthite (An), calcite (Ca) dans un échantillon de calcaire dolomitique du mur du gisement.

Au mur de ces calcaires, on note (fig.8) l'association trémolite-anorthite-calcite-phlogopite (peu abondant). La trémolite s'est développée dans les clivages des cristaux de dolomite. Cette paragenèse dénote des conditions de métamorphisme correspondant au faciès schiste vert; notons, ici, l'absence de talc. Au contact d'amandes quartzo-feldspathiques (fig.9), ces roches ont été transformées en cornéennes rubanées très siliceuses, aux cristaux de quartz légèrement étirés. Ces cornéennes sont caractérisées par une alternance de lits clairs et de lits foncés, constitués, respectivement, de quartz et de feldspaths (peu abondants) et de biotite altérée en chlorite, actinote, épidote et diopside (peu abondant). Notons, aussi, la présence de calcite et de sphène en grains dispersés.

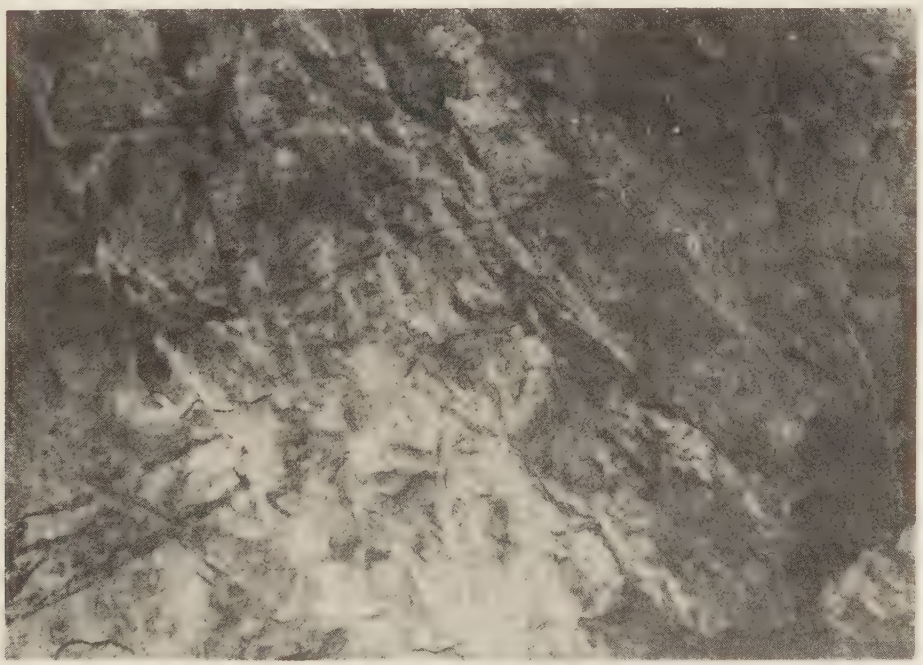


Fig.9 - Cornéenne rubanée (alternance de lits vert et marron) au contact d'une amande quartzo-feldspathique (blanche).

Le diopside est l'indice d'un métamorphisme élevé : il pourrait être d'origine pseudo-catazonale comme l'était la sillimanite dans les micaschistes.

3 - Les "gneiss granulés" ou métagrauwakes albitiques : Ils ont été définis pour la première fois dans les Pyrénées-Orientales par G.Guitard et P.Laffitte (1956),qui les ont interprêtées comme résultat de manifestations volcaniques. D'après P.Cavet (1958), ces métavolcanites caractérisent, beaucoup plus que les calcaires, la base de la série de Canaveilles. Nous les avons trouvées en différents points de la mine formant un niveau discontinu, notamment à la partie supérieure des calcaires au niveau -18. Quartz et albite, isogranulaires (diamètre moyen 100 µ), sont les minéraux dominants; très écrasés, ils sont associés, soit à de l'épidote, soit à de la séricite provenant de l'altération des feldspaths, soit à des chlorites liées à des reliques de biotite.

4 - Les quartzites : Ils forment un banc régulier de 1 à 2 mètres de puissance, parallèle à la direction générale des couches. Cette surface repère permet, à chaque niveau, de se situer par rapport aux épontes. Quartz, muscovite, chlorite aux contours ponctués par des oxydes de fer libérés lors de l'altération des biotites, oligoclase (An: 30 %) (peu abondant) sont les principaux constituants, avec, accessoirement sphène et apatite. Des cristaux aplatis de gypse et de pyrite se sont déposés, postérieurement, à la surface de ces roches, notamment dans des cassures.

5 - Les calcaires dolomitiques au toît du gisement : Ils ont une épaisseur moyenne de 10 à 12 mètres et sont, eux aussi, dirigés E-W.

L'examen en lames minces montre, entre les cristaux de dolomite, du phlogopite très légèrement pléochroïque du brun jaunâtre (ng) au blanc (np) en lamelles flexueuses (fig.10) formant des lits microplissés, postérieurement à leur formation rattachée au métamorphisme général. On distingue, en outre, de l'apatite, du sphène et du quartz en grains dispersés. Notons, ici aussi, l'absence de talc.

La composition chimique, ainsi que les teneurs en oligoéléments, sont données dans le tableau 6. Les proportions de dolomite et de calcite déduites de ces analyses sont, respectivement, 90 % et 7 %. Signalons que ces roches ont une teneur en fluor non négligeable (0,1 %) et que cet élément était absent dans les calcaires dolomitiques du gisement précédent.

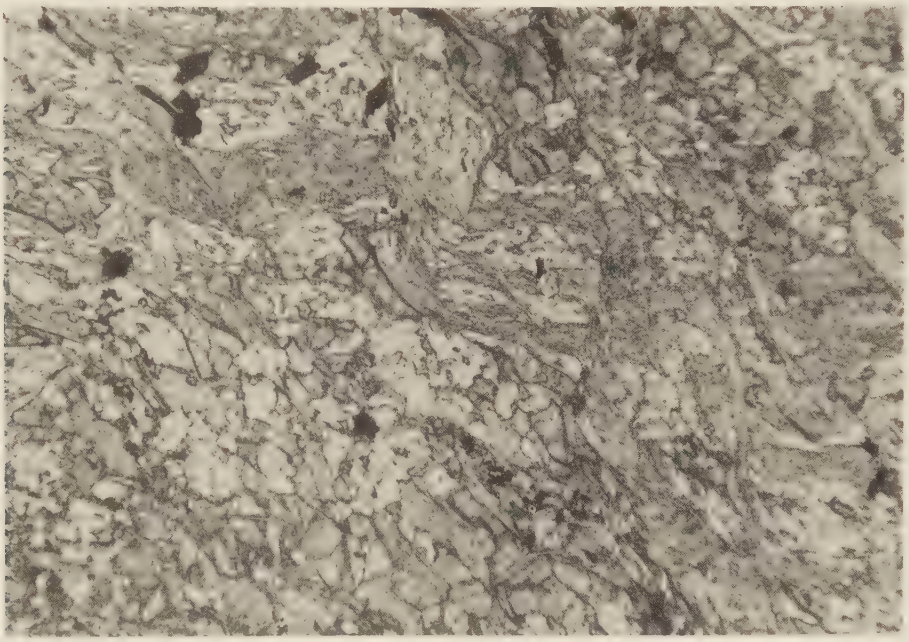


Fig.10 - L.N. × 40 - Lamelles de phlogopite (Ph) flexueuse en brun-clair dans une trame dolomitique.

	SiO_2	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Perte au feu	Total
%	1,3	0,8	31,7	19,7	0,5	0,1	45,9	100
limoles r 100 g.	21		555	492			1043	

Analyse chimique

F %	Mn g/t	Ni g/t	Ti g/t	Cu g/t	Pb g/t
0,1	1 000	100	10	100	10

Eléments mineurs

Tableau 6 - Analyse chimique et éléments mineurs d'un échantillon de calcaire dolomitique du toît.

III - TECTONIQUE DU GISEMENT.-

L'ensemble de ces roches a été affecté par une tectonique cassante responsable de failles que l'on peut classer en trois systèmes (fig.11) :

direction générale E - W ,
direction générale NW - SE ,
direction générale N-S et NE - SW.

1 - Les failles du système E - W ont un pendage Sud et une direction variable N 40° E à N 80° E, suivant la nature des terrains qu'elles traversent : calcaréo-dolomitiques ou schisteux. Elles se distribuent suivant un réseau de cassures en relais, sensiblement parallèles à la direction générale des couches de la série métamorphique et apparaissent nettement dans les calcaires dolomitiques ou au contact calcaires-micaschistes. Elles sont beaucoup plus diffuses dans les micaschistes. Ces failles qui déterminent une tectonique en gradins sont responsables de l'écartement des bancs calcaires en profondeur et ont provoqué une intense mylonitisation.

2 - Les failles du système NW-SE oscillent légèrement autour d'une direction N 135° E, plongent vers le N-E et sont décalées par les précédentes, avec un rejet variable de 5 à 20 mètres. Elles sont jalonnées par des amandes de quartz saccharoïde, étirées en fuseaux, pouvant avoir 50 centimètres de puissance, témoins d'une silicification intense.

3 - Les failles du système N-S et NE-SW, de pendage 30 à 40° N-E, sont beaucoup moins visibles que les failles des deux systèmes précédents et n'ont provoqué que de légers décrochements.

Le réseau défini par les systèmes 1 et 2, oriente le traçage des galeries en vue de la recherche des zones minéralisées, comme le montre la fig.12 sur laquelle on a représenté les galeries et les recoupes, ainsi que la tectonique.

REPARTITION DES FAILLES AUX NIVEAUX, -30,-66,-77 DE LA MINE DE TALC DE REYNES .

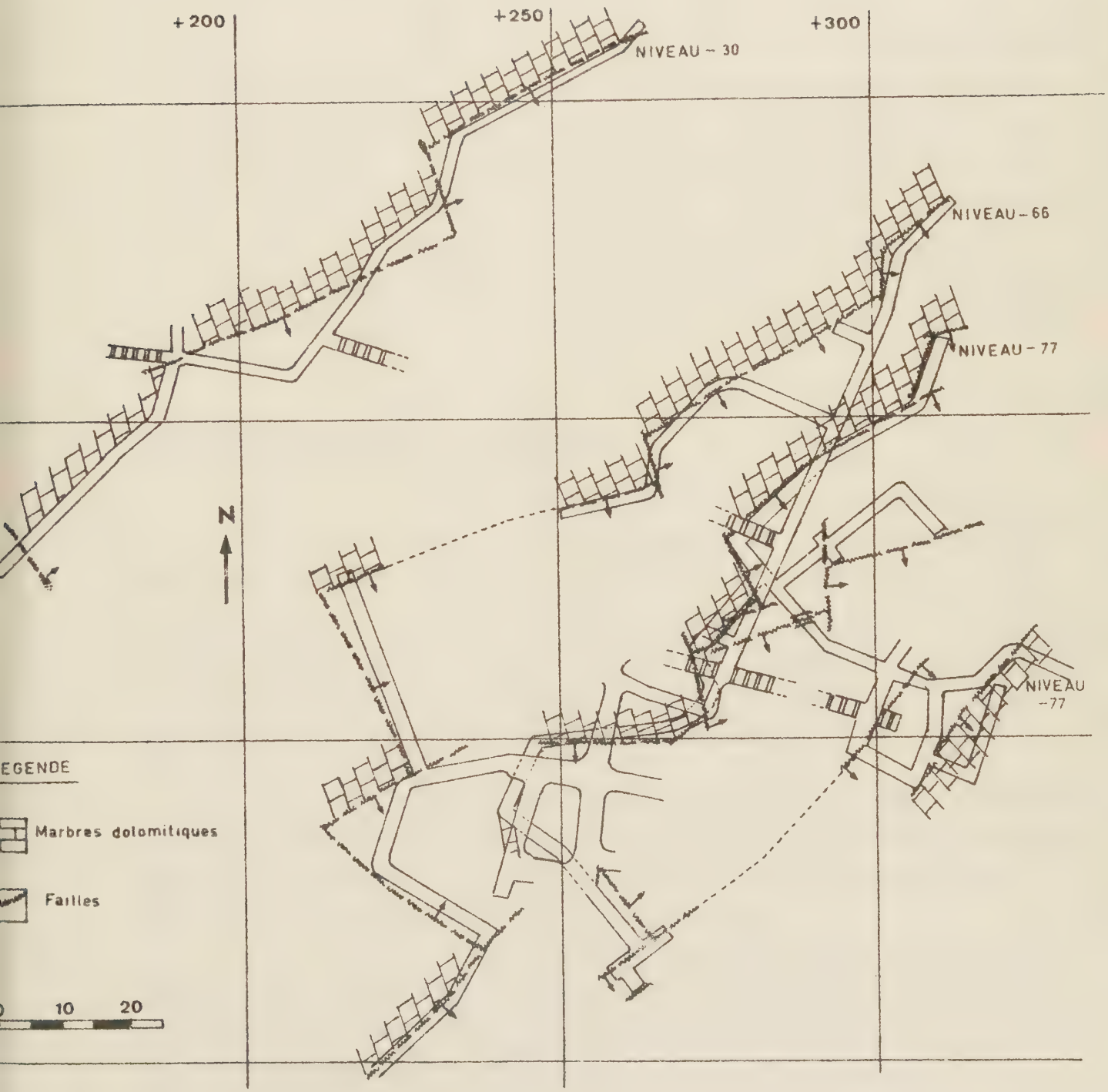


Fig.12

Ces directions générales de failles se retrouvent en affleurement (fig.7), ainsi qu'à plus grande échelle, dans l'ensemble des Pyrénées-Orientales (J.M.Fontboté et G.Guitard-1958). Ces auteurs pensent que cette tectonique cassante marque la fin de l'orogenèse hercynienne et lui rattachent une activité "hydrothermale" intense, responsable de filons ou de masses de quartz mylonitique orientée E-W comme celui des "Esquerdes de Roja". Ces cassures anciennes ont ensuite rejoué à l'Alpin, d'où la difficulté d'établir, par l'observation actuelle, une chronologie dans leur ordre d'apparition. Le fait, par exemple, que les failles N 135° E soient décrochées par les failles N 80° E est un moyen de datation incertain, et il est probable que ces failles ont joué de façon quasi-synchrone.

IV.- LA FORMATION A TALC ET CHLORITE.-

Les métagrauwakes et les quartzites, entre les deux bancs de calcaires dolomitiques, sont interstratifiés dans des chloritoschistes qui proviennent de la transformation des micaschistes à biotite, dont on retrouve, parfois, des amandes beaucoup moins altérées de 50 centimètres de puissance. Des amandes de quartz secondaire, de 300 à 400 μ de diamètre, peuvent s'associer pour former de petits "yeux" donnant à ces micaschistes l'aspect de gneiss.

Micaschistes et métagrauwakes sont extrêmement mylonitisés, tandis que quartzites et calcaires dolomitiques sont simplement fracturés; ces différences tiennent essentiellement, aux propriétés mécaniques de ces matériaux.

La transformation complète des micaschistes conduit à une roche essentiellement chloriteuse de couleur vert-pâle à vert-foncé, constituée principalement par de la "ripidolite" (1)* et de la shéridanite (2)*. Ces chloritoschistes ont été

---

* Les échantillons 1, 2, 3, 4 sont étudiés dans la 2ème partie, chapitre 2.

affectés par des mouvements tectoniques, postérieurs à leur formation, comme l'indiquent des microplis ayant, parfois, 1 cm d'amplitude. Ils contiennent de nombreuses amandes de quartz secondaire et, aussi, des veines de talc de 10 à 20 centimètres de puissance; le talc se développe, généralement, dans les horizons les plus tectonisés, notamment, dans les plans axiaux des microplis, zones particulièrement fragiles.

Des échantillons, prélevés dans des fractures au niveau -77, de couleur noire, ont un aspect lustré, montrent de nombreuses stries de glissement et sont formés de ripidolite (3)*.

Enfin, des chlorites en croûtes verdâtres, de quelques millimètres d'épaisseur, proviennent de la transformation du phlogopite et sont constituées par un mélange de chlorite et d'interstratifié vermiculite-chlorite (4)*.

La schistosité de ces chloritoschistes, encore visible à l'échelle de l'échantillon, n'apparaît plus sous le microscope, les lamelles de chlorite étant disposées sans orientation préférentielle. On retrouve du quartz primaire très corrodé et les minéraux accessoires décelés dans les micaschistes : apatite et sphène, parfois très abondant (fig.13).

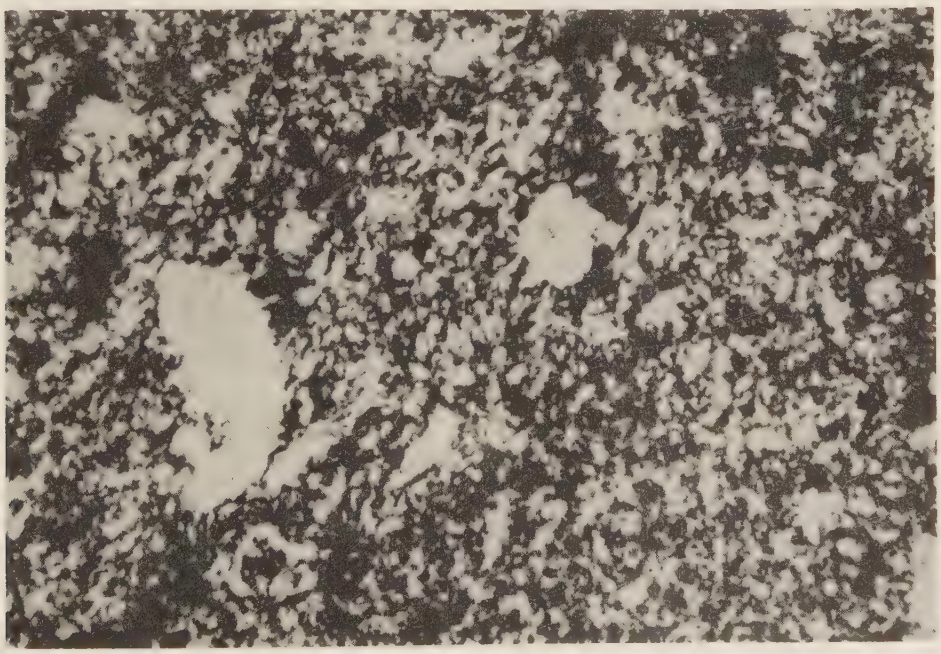


Fig.13 - L.P.x40 - Lamelles de chlorite associées à du quartz fortement corrodé et à du sphène.

Dans un échantillon prélevé au niveau -45, on observe de petites aiguilles d'amphibole, réparties sans ordre dans les chlorites. Il s'agit de trémolite (biréfringence: 0,020; angle d'extinction 19°), dont la disposition suggère qu'elle est contemporaine de la chloritisation; certaines aiguilles sont totalement altérées en talc, associé, alors, à de la calcite.

Le talc a également été trouvé au sein de ces chlorites, en l'absence de trémolite ou de dolomite. La fig.14 montre l'association talc-chlorite, les lamelles de talc (diamètre moyen 50 μ), pseudomorphosent les lamelles de chlorite. Il est généralement associé à des cristaux de quartz secondaire.

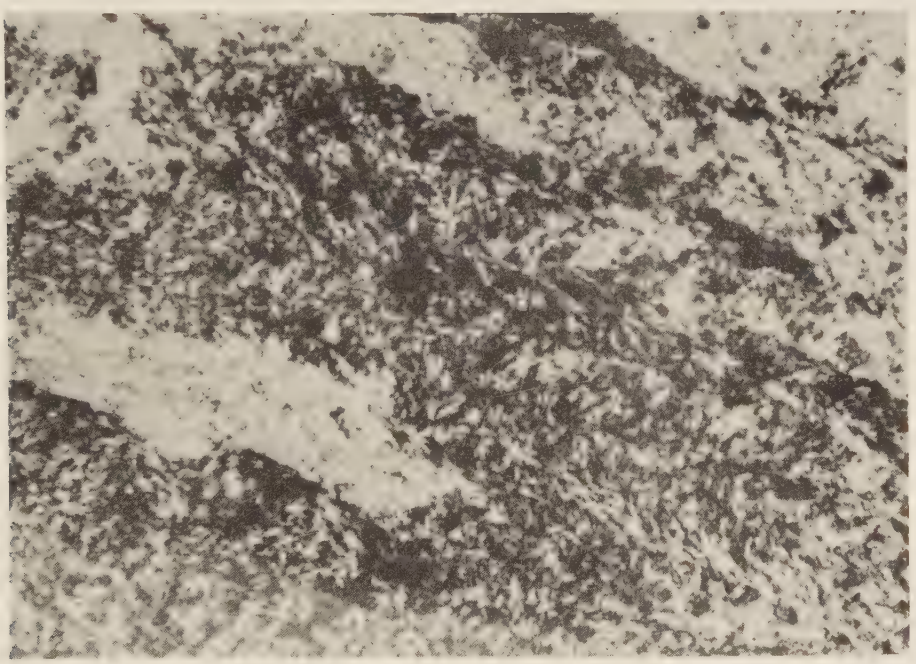


Fig.14 - L.P. × 40 - Veine de talc pseudomorphosant des chlorites.

Cependant, les concentrations les plus importantes de talc se situent au contact calcaires dolomitiques - micaschistes, et dans les fractures de ces calcaires. Le talc, de couleur blanche à vert-pâle, en veines de 5 à 50 cm. de puissance, entoure les amandes de calcaires dolomitiques blancs (fig. 15 et 16). Les diaclases de ces derniers sont colmatées par du talc en lits qui peuvent avoir 1 à 2 mm.

Fig. 15 - Formation de talc dans une fracture de calcaires dolomitiques.

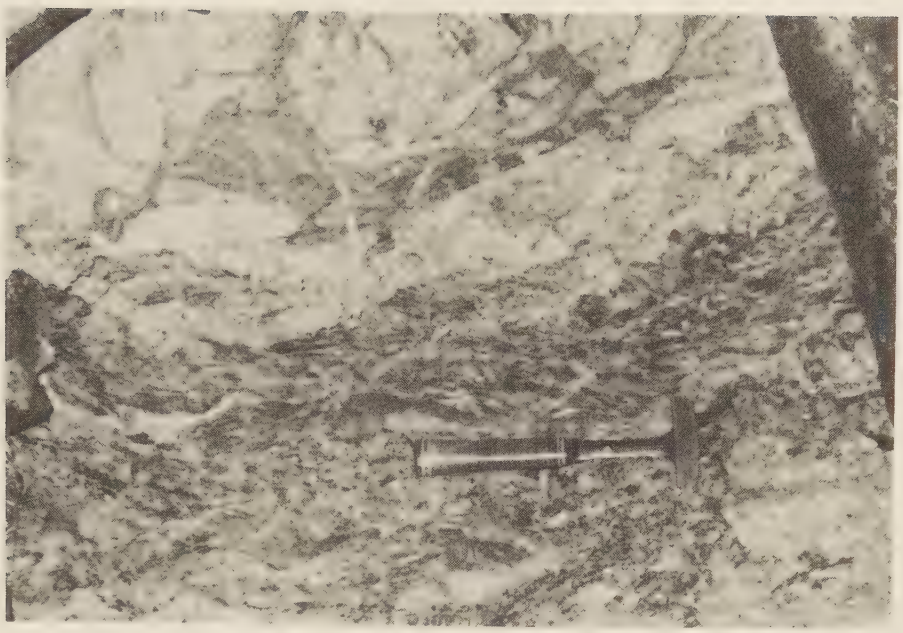


Fig.16 - Veines de talc de 15 à 20 cm de puissance en vert-pâle entre les chloritoschistes en noir et les calcaires dolomitiques en blanc.

Nous avons trouvé dans des géodes de ces calcaires, des monocristaux de calcite, analogues à ceux qui ont été décrits dans le gisement de Corneilla-de-Conflent; toutefois, ils sont beaucoup moins abondants. Enfin, associée au talc, signalons de la pyrite en petits octaèdres aplatis de 2 à 3 mm de longueur; les éléments en trace décelés par spectrographie dans ces pyrites sont : Mn (5 g/t), Pb (100 g/t), Ni (20 g/t), Cu (30 g/t), Co (500 g/t).

Examiné au microscope, le talc, lié aux calcaires dolomitiques, se présente en lamelles parallèles, de 150 µ à 300 µ (rappelons que la dimension moyenne des lamelles de talc des niveaux chloriteux était de 50 µ). Situé au contact des cristaux de dolomite très corrodés, le talc est associé à de petites paillettes de chlorite dont le pourcentage est maximal dans les échantillons prélevés au contact calcaire-micaschiste. Accidentellement, du talc apparaît en rétromorphose de cristaux de trémolite cataclastiques.

V.- RELATIONS ENTRE LE TALC ET LA TECTONIQUE.-

Le talc prend naissance :

- à la jonction des failles des systèmes 1 (E-W) et 2 (NW-SE) où il forme les concentrations les plus importantes, notamment lorsque ces deux systèmes se rencontrent dans les calcaires dolomitiques (fig. 17) (les cassures E-W et NW-SE se recoupent obliquement ; les amas sont plus développés dans l'angle obtus ainsi formé ; ils n'ont jamais plus de 1 mètre de puissance) ;

- dans des cassures E-W lorsqu'elles affectent les calcaires dolomitiques, ou dans les zones mylonitisées au contact calcaires dolomitiques-chloritoschistes ;

- dans des fractures des micaschistes.

VI - HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU GISEMENT DE TALC DE REYNES.-

D'après les observations précédentes, on peut concevoir, dans la formation du gisement, plusieurs phases successives :

1 - Un métamorphisme général marqué par l'apparition de la biotite et de la sillimanite dans les roches pélitiques, de l'épidote, du phlogopite, de la trémolite et du diopside dans les niveaux calcaires riches en magnésium.

2 - Une tectonique cassante (fracturation N 80° E et N 135° E) provoquant un broyage accentué de toutes les roches, notamment des calcaires dolomitiques et des micaschistes. Ces fractures ont favorisé le passage et l'action de solutions hydrothermales riches en magnésium.

De là, ont découlé successivement une formation très importante de chloritoschistes et l'apparition locale de talc.

Fig. 17 - Schéma donnant le réseau de failles NW-SE et E-W ainsi que la position du talc.

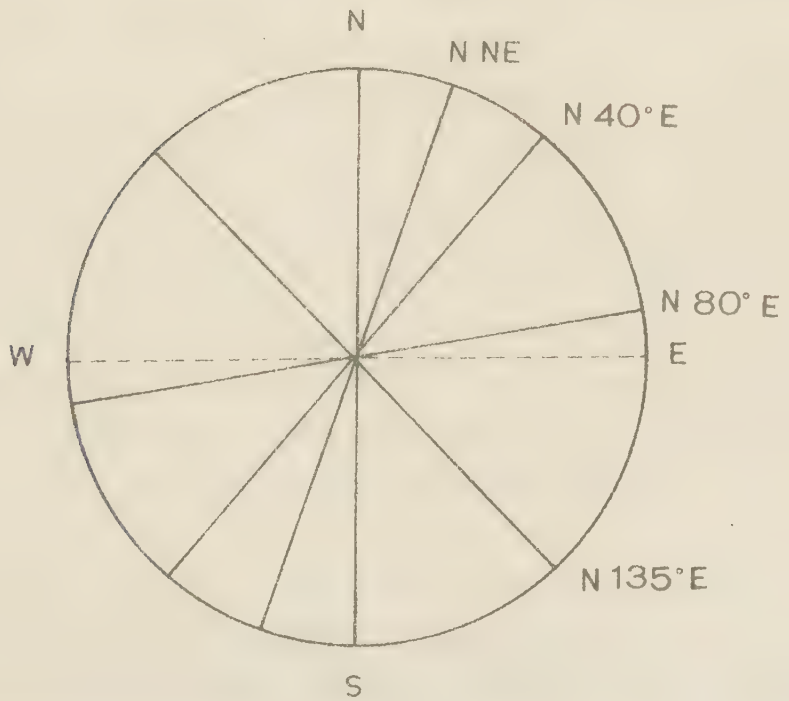


Fig. 18 - Les directions de failles du gisement de talc de Segré.

a)- Formation des chloritoschistes.-

Suivant leur teneur en biotite, les micaschistes se sont altérés en deux types de chlorite, ripidolite (1) ou shéridanite (2), qui ne diffèrent que par leur teneur en fer; celle-ci est plus élevée dans les ripidolites. On aurait :

tite + albite + quartz + magnésie + eau ⟶ chlorite + silice +fer+alcalins.

micaschiste

La transformation biotite ⟶ ripidolite peut être représentée par la réaction suivante :

$$1{,}6\ (OH)_4\ K_2\ (Mg_{2,5}\ Fe_3\ Al_{0,5})\ [(Si_{5,5}\ Al_{2,5})O_{20}]^{*} + 4\ MgO + 5{,}3\ H_2O$$

biotite

$$2O\ \ (OH)_{15}\ (Mg_8\ Fe_2\ Al_2)\ [Si_{5,2}\ Al_{2,8})\ O_{20}]^{*} + 3{,}6\ SiO_2 + 2{,}8\ FeO + 1{,}6\ K_2O$$

ripidolite

Ces réactions s'accompagnent d'une libération importante de silice, qui a précipité, en partie, pour donner les amandes de quartz saccharoïdes.

Accessoirement, se sont formées en même temps que les chlorites, la trémolite en fines aiguilles, par action directe de la silice et de la magnésie, et la vermiculite-chlorite, cette dernière aux dépens du phlogopite. De nombreux auteurs ont, en effet, réalisé cette transformation en laboratoire, par action de solutions de chlorure de magnésium sur du phlogopite [I.Barshad (1948); S.Caillère, S.Hénin et R.Grunnelon (1949); W.A.Basset (1959); H.Besson, S.Caillère et S.Hénin (1965); R.Wey, A. Le Dred et J.Schoenfleder (1966)] .

---

* La formule structurale adoptée pour le mica est déduite de la moyenne de nombreuses analyses chimiques de biotite (Deer W.A., Howie R.A. et Zussman J.- 1962).

La formule structurale de la chlorite correspond à la moyenne des deux analyses chimiques des ripidolites de Reynès.

b)- Apparition du talc.- Elle a lieu, d'une part, au contact des calcaires dolomitiques, par action de la silice libérée dans les solutions hydrothermales lors de la chloritisation, sur la dolomite, suivant la même réaction qu'à Corneilla. Le calcium, découlant de cette réaction de dédolomitisation, précipite, en partie, sous forme de calcite dans des géodes des calcaires dolomitiques. La masse de calcite présente est, cependant, très faible par rapport à la quantité de $Ca\ CO_3$ correspondant à la quantité de talc formé à partir de la dolomie. Il y a donc eu entraînement de l'excédent de calcium.

Le talc apparaît d'autre part, en veines dans les chloritoschistes. Associé à des amandes de quartz secondaire, il pseudomorphose les lamelles de chlorite. On peut le considérer comme dû à la réaction de la silice sur les chlorites déjà formées suivant un processus voisin de celui décrit par F.J.Turner* (1948) :

$$H_2O,(OH)_{15}\ (Fe_1\ Mg_9\ Al_2)\ [(Si_5\ Al_3)\ O_{20}]$$
$$+ 3\ SiO_2 \longrightarrow 2\ Si_4\ O_{10}\ Mg_3(OH)_2 + \tfrac{5}{2}\ Al_2O_3 + 3\ MgO + FeO + \tfrac{13}{2}\ H_2O.$$

L'alumine, la magnésie et le fer peuvent se recombiner avec la silice pour donner, accidentellement, de nouvelles chlorites. C'est à un tel processus que nous rattacherons la formation des ripidolites (3) trouvées dans des cassures des chloritoschistes.

Enfin, le talc se forme, accessoirement, par rétromorphose de la trémolite rencontrée tant, dans les calcaires dolomitiques que dans les chloritoschistes. Dans un milieu riche en CO_2, C.E.Tilley (1948) a montré que la transformation de la trémolite en talc donne lieu à la réaction :

$$(OH)_2\ Mg_5\ Ca_2\ Si_8\ O_{12} + CO_2 + H_2O \rightarrow 5(OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + 6\ CaCO_3 + 4\ SiO2$$

---

* $\underbrace{4\ (OH)_4\ Mg2\ Al_2\ SiO_5 + 6\ (OH)_4\ Mg_3\ Si_2O_5}_{\text{penninite}}$

$$13\ SiO_2 \longrightarrow 7{,}3\ (OH)_2\ Mg_3\ Si_4\ O_{10} + \underbrace{4{,}1\ MgO + 4\ Al_2O_3}_{\text{remis en solution}} + 12{,}7\ H_2O.$$
talc

Rappelons que la calcite a été régulièrement observée au contact talc-trémolite. En outre, cette transformation traduit le fait que la trémolite n'était plus stable lors de la formation du talc. N.L.Bowen et O.F.Tuttle (1949) ont d'ailleurs montré que les températures de formation de la trémolite sont supérieures aux températures de formation du talc.

Le gîte de Reynès, comme celui de Corneilla-de-Conflent, est donc d'origine hydrothermale et ne peut être rattaché au métamorphisme général. Mais, tandis qu'à Corneilla-de-Conflent, les solutions hydrothermales ont transformé les séricitoschistes en argile, à Reynès, elles ont donné naissance à une concentration importante de chlorites à partir de micaschistes à biotite. On est donc amené à penser que, dans ce dernier cas, les solutions hydrothermales ont apporté le magnésium indispensable à la formation de ces chlorites. Dans les deux gisements, les réactions de transformation ont libéré de la silice qui a réagi sur la dolomite pour donner du talc. En outre, à Reynès, du talc s'est formé, aussi, par silicification des chlorites* et, très accessoirement, par rétromorphose de trémolite.

---

* Signalons que l'indice du Mas Parer (fig.7), peu éloigné de Reynès, montre du talc en l'absence de toute trace visible de dolomie.

- CHAPITRE III -

LE GISEMENT DE TALC DE CAILLAU

Les deux indices déjà examinés sont situés dans des séries affectées par le métamorphisme général; le gisement de talc de Caillau, apparaît, par contre, au sein d'un massif granitique. Cependant, on retrouve, aussi, dans ce gîte, une fracturation liée à la tectonique cassante et des calcaires dolomitiques. Il se rapproche de celui de Reynès par l'abondance et la nature des chlorites.

I.- SITUATION ET TRAVAUX MINIERS.-

Le gisement de Caillau est situé à 2,7 km du Col de Jau, qui relie l'Aude aux Pyrénées-Orientales. Il a été exploité en deux points distincts repérés sur la carte par les lettres A et B (fig.18).

Fig.18.- Situation géographique du gisement de talc de Caillau.

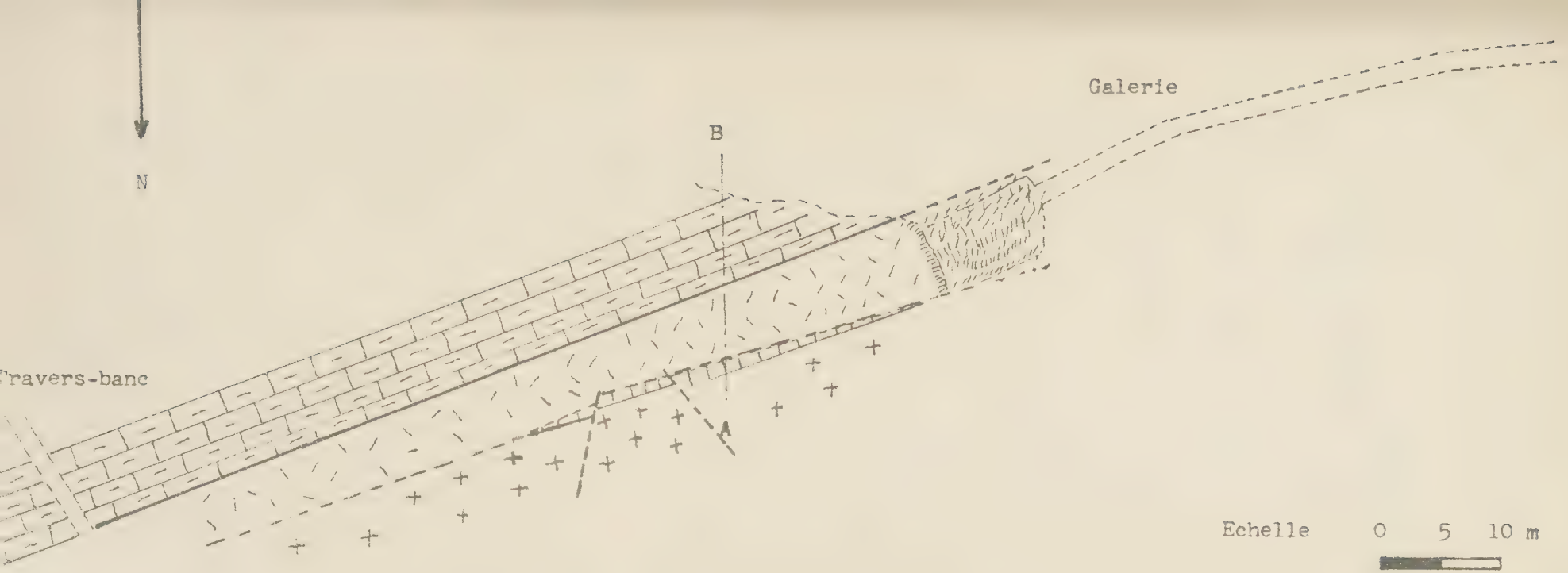
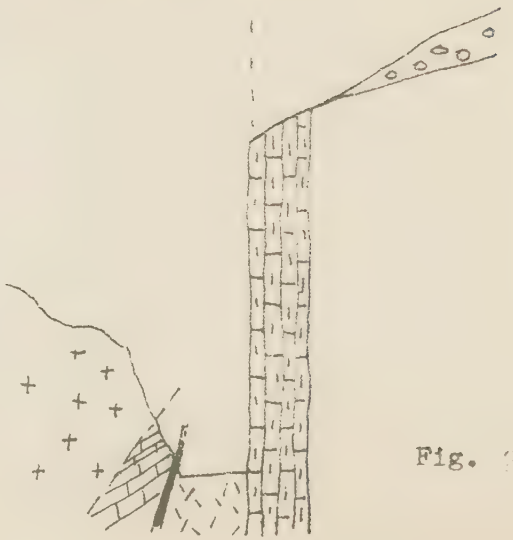


Fig. 1[illegible] - L'indice de talc "A" - Caillau



Légende

Calcaire [illegible]

Calcaire dolomitique

Talc

Granite

Faille

Fig. 2[illegible] - Coupe N-S (AB) de l'indice de talc "A" - Caillau

L'indice A se trouve à l'Ouest des bâtiments de la mine, le long du ruisseau la Castillane. Seul cet indice a été étudié par S.Aranitis (1967).

L'indice B affleure à 600 m au S-W du précédent. Tous deux ont connu une certaine activité, notamment de 1910 à 1930. Le produit était extrait en carrière et des galeries avaient été tracées sur chaque indice, afin de préciser l'extension de la zone minéralisée.

Ainsi, sur l'indice A, une galerie E-W de 250 mètres de longueur suivait le gisement, tandis qu'une recoupe N-S avait été abandonnée après trente mètres d'avancement, parce qu'elle se trouvait dans une zone stérile (fig.19).

Sur l'indice B, une galerie N-S, perpendiculaire à la couche minéralisée, a montré que la puissance de cette dernière était de 40 mètres environ.

Depuis 1964, la Société des Mines de Garrot a entrepris des travaux sur l'indice B, le seul intéressant du point de vue exploitation. La production annuelle est de 21.000 tonnes de talc chloriteux, utilisé comme matériau de charge.

II - SITUATION GEOLOGIQUE.-

Sur les deux indices, on rencontre le talc au contact de calcaires magnésiens rapportés au Dévonien par P.Cavet (1957) et du granite du massif de Quérigut-Millas. E.Raguin (1938) attribue à ce dernier un âge post-dinantien, probablement anté-permien; "ce granite est post-tectonique; les plis N-S, hercyniens, sont coupés à angle droit, près du Col de Jau, par l'intrusion granitique dirigée E-W". A l'Est de la carrière jusqu'au village de Mosset, on observe une bande de calcaires métamorphiques beaucoup plus purs que ceux de Caillau. A Cobazet (fig.18), une lentille de faible extension, constituée essentiellement par de la chlorite et un peu de talc, apparaît dans une cassure N 80°E au contact du granite et de calcaires dolomitiques partiellement décomposés et de patine brune.

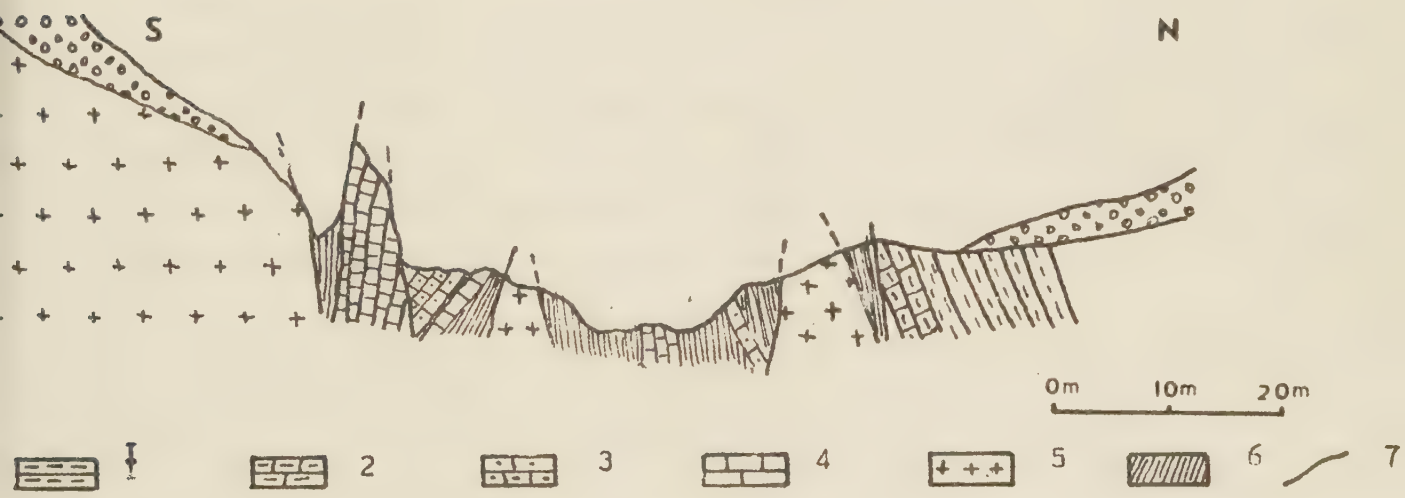
L'affleurement de talc A, suivi sur une centaine de mètres, a une puissance qui n'excède pas 4 à 5 mètres. Il correspond à une zone de fractures N 80° E marquée :

- par les plans de glissement qui affectent les calschistes fortement redressés (70° à 80° N) constituant le mur du gisement (fig.20) ;
- par l'existence d'une brèche à éléments de quartz, de calcaire dolomitique, de calcite et à ciment de talc.

Le lit de la Castillane emprunte cette zone mylonitisée, allant de la région de Caillau à Mosset.

Les calcaires magnésiens situés au toît sont beaucoup moins redressés; ils présentent des cassures, N 60° E et N 135° E, qui se prolongent dans le granite.

L'affleurement de talc B, a été reconnu en carrière sur une largeur de 40 mètres et une longueur de 60 mètres. Les différentes couches sont orientées N 90° E tandis que leur pendage varie de 45° à 60° N - NW au Nord de la carrière à 35° - 80° S - SE, au Sud de la carrière, donnant au gisement l'aspect d'une structure anticlinale (fig.21).



Schistes. 2- Calschistes. 3 - Cornéennes . 4- Calcaires magnésiens
Granite. 6- Talc chlorite. 7 - Failles.

Fig. 21 - Coupe N-S de l'affleurement de talc " B ".

Cependant, cette structure est due :

- à la mise en place, dans la série sédimentaire, d'intrusions granitiques d'importance décamétrique ;
- à la présence d'une faille importante N 90° E et de failles secondaires N 60° E et N 135° E, qui redressent, en les plissant, les bancs calcaires.

III - LE GRANITE ET LES ROCHES ENCAISSANTES.-

1.- Le granite.- Prélevé loin des zones faillées, le granite est normal. Les principaux éléments sont le quartz, le microcline en porphyroblastes de texture poecilithique, l'oligoclase (15 % An), la biotite et la muscovite. Lorsqu'on se rapproche du contact calcaréo-dolomitique et, principalement, dans les zones faillées, les minéraux du granite ont été altérés pour donner une matière vert-olive, onctueuse au toucher, analogue vraisemblablement à celle qui avait attiré l'attention de A.Lacroix (1900) à Counouzouls. Examiné en lame mince, un tel échantillon montre une altération des biotites en pennine et des feldspaths en damourite ou séricite. Une transformation plus complète conduit à une roche essentiellement constituée de petites lamelles de chlorite incolore parmi lesquelles on distingue, encore, quelques cristaux de quartz fortement corrodés, de pyrite (60 µ de diamètre) et de sphène (fig.22).

Fig.22 - L.P. × 40 - Cristaux de quartz corrodés par les chlorites.

2.- Les roches encaissantes.- Aux épontes du gisement de talc, nous trouvons un ensemble de roches métamorphiques dont la nature varie suivant la composition des sédiments originels et la proximité des lentilles de granite : schistes, calschistes, cornéennes, calcaires magnésiens.

a)- Les schistes et les calschistes : Ils affleurent sur une puissance de cinq à dix mètres, à l'entrée de la carrière où leur pendage est de 45° N-NW. Nous les avons retrouvés, au Sud, avec un pendage 30° S-SE, mais de façon discontinue en raison de l'épaisse couverture végétale. Les schistes sont constitués par du quartz isogranulaire (diamètre moyen 60 μ) à extinction roulante, de la séricite et des oxydes de manganèse (diamètre moyen 5 à 6 μ) responsables de la couleur noire de ces roches. Les calschistes offrent une structure rubanée avec une alternance régulière de lits d'une part de quartz, albite et biotite, d'autre part, d'épidote et de calcite. Notons, aussi, la présence de tourmaline, dans un échantillon prélevé au contact d'une enclave granitique.

Cependant, les biotites et les feldspaths sont profondément altérés en chlorites aux contours ponctués par des oxydes de fer, et en séricite. Ces roches correspondent au faciès

albite-épidote (hornfel faciès) et dérivent, par métamorphisme de contact, de sédiments marneux riches en potassium (F.Winkler 1965), affectés, localement, par la pneumatolyse (tourmaline).

b)- Les cornéennes : Elles se présentent en bancs de 1 à 3 mètres de puissance et sont constituées par de la trémolite légèrement ferrifère et de l'épidote; on distingue aussi de l'albite (7 % An), du quartz, de la chlorite (couleurs de biréfringence dans les bruns); de la calcite et du sphène (fig.23).

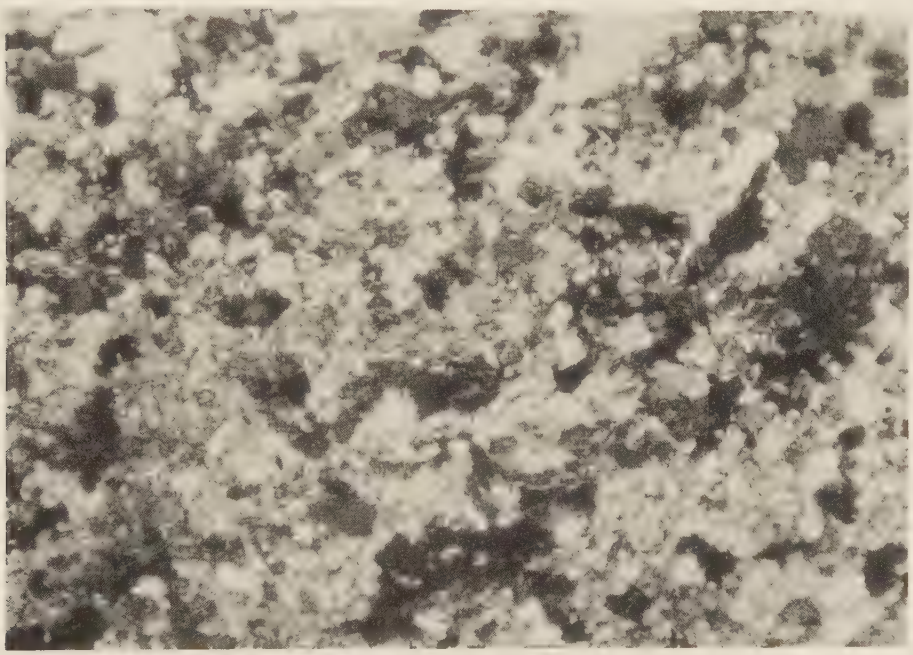


Fig.23 - L.P. × 40 - Association épidote-trémolite-calcite.

Ces associations minérales classent la roche dans "l'albite-épidote faciès"; les sédiments originels étaient beaucoup plus calcaréo-dolomitiques que ceux qui ont donné naissance aux calschistes, comme l'indique la présence de ferro-trémolite.

Les analyses chimiques du tableau 7, effectuées sur deux échantillons (1 et 2) permettent de situer ces derniers dans un diagramme triangulaire de pôles A ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$), C (CaO), F (FeO + MgO), fig.24.

	Echantillon 1		Echantillon 2	
	%	Nombre de millimoles	%	Nombre de millimoles
SiO_2	26,1	435	28,1	468
Al_2O_3	11,7	115	26,7	262
Fe_2O_3	-	-	-	-
FeO	4,4	61	3,8	53
CaO	15,8	282	9	61
MgO	20,9	522	15,5	387
Na_2O	0,3	-	0,1	-
K_2O	-	-	-	-
Perte au feu	20,1	-	16,8	
	99,3		100,0	

Tableau 7 - Analyses chimiques de deux échantillons de cornéennes (Caillau).

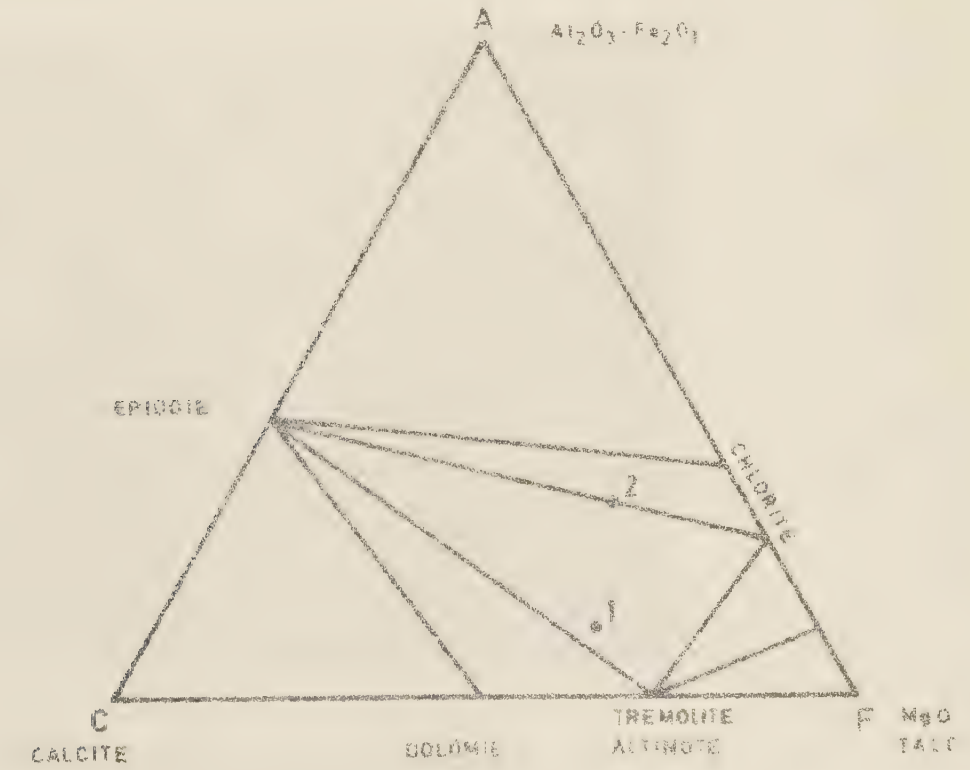


Fig. 24 - Diagramme A.C.F. des deux échantillons de cornéennes.

Les valeurs A, C, F, sont respectivement égales à :

1		2	
A	= 11,7	A	= 30,4
C	= 28,8	C	= 18,7
F	= 59,5	F	= 51

Les paragenèses possibles correspondent bien à celles que nous observons : trémolite-épidote-chlorite et rappellent celles qui ont été décrites par H.Struwe (1959) dans l'auréole de contact du massif de Quérigut. Les températures d'apparition de ce faciès seraient de l'ordre de 400° C pour une pression de 1000 bars (F.Winkler -1959). Les teneurs en éléments mineurs sont données dans le tableau 8.

c)- Les calcaires dolomitiques :- Au sein même du gisement de talc, on rencontre des calcaires dolomitiques partiellement décomposés, caractérisés par la présence d'épidote et de trémolite développées dans les clivages des carbonates (fig.25).

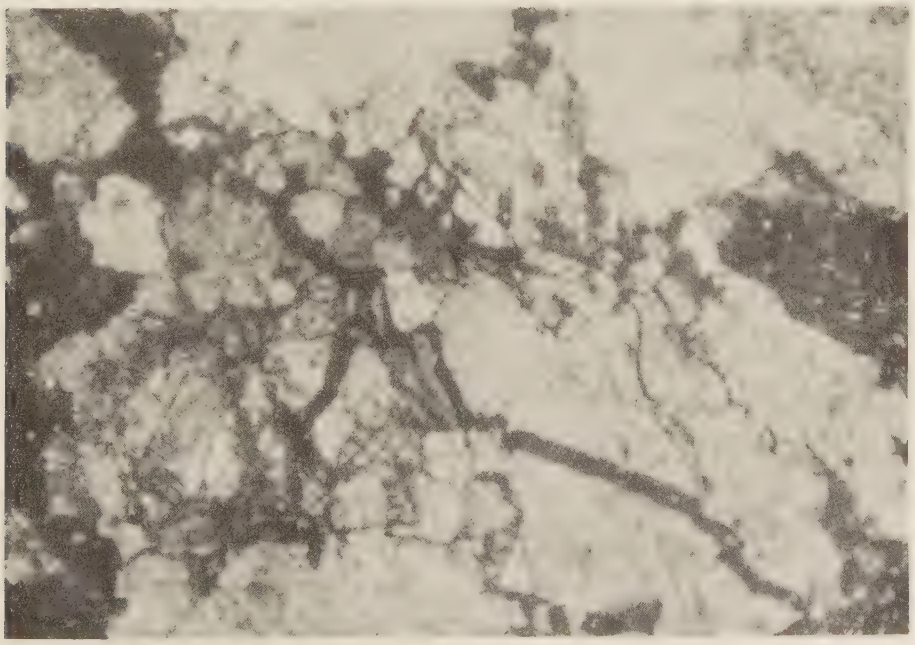


Fig.25 - L.P. × 40 - Association épidote-trémolite dans un calcaire magnésien.

Exceptionnellement, apparaissent, dans des géodes de ces calcaires, des fibres de deux à trois millimètres de longueur, dont les indices, np = 1,631 et ng = 1,651, et l'angle d'extinction (15°) sont ceux de la trémolite ferrifère. Sa composition déduite des caractères optiques serait : 70 % de trémolite $(OH)_2\ Ca_2\ Mg_5\ (Si_8\ O_{22})$, 30 % de ferro-actinote $(OH)_2\ Ca_2\ Fe_5\ (Si_8\ O_{22})$.

La diffractométrie donne les équidistances figurant dans le tableau 9. A côté des raies de la trémolite, apparaissent des raies de faible intensité à 4,27 Å et 3,33 Å attribuables au quartz.

Signalons, à la surface extérieure de toutes ces roches et, principalement, sur les cornéennes et les calcaires dolomitiques, un enduit jaune-verdâtre, pulvérulent, que l'analyse thermique différentielle et les R.X. ont identifié comme montmorillonite; c'est un dépôt superficiel récent.

IV.- LA FORMATION A TALC ET A CHLORITE.-

Le produit extrait de la carrière est massif; sa couleur va du vert-clair au vert-foncé; c'est un mélange de chlorite et de talc, en proportions variables comme le montrent les teneurs en alumine des analyses chimiques 1 et 2, du tableau 10, effectuées sur les échantillons moyens les plus purs.

Dans les diaclases, on rencontre, accidentellement, du talc en lamelles blanches de 2 à 3 mm de diamètre, dont l'analyse chimique figure dans le tableau 14 (IIème partie).

Les examens microscopiques situent le talc, comme à Corneilla et à Reynès, au contact de cristaux de dolomite très corrodés (fig.26) et comme à Reynès, en rétromorphose de trémolite, associé alors à de la calcite (fig.27), et au contact des chlorites; la fig.28 montre des chlorites pseudomorphosées par du talc dont les lamelles ont la même orientation que les lamelles de chlorite.

	F %	Mn g/t	Ga g/t	Ni g/t	V g/t	Cu g/t	Ti g/t	Sr g/t
ant. 1	0,25	100	30	30	300	10	2000	-
ant. 2	0,27	300	30	30	300	20	2000	-
ant. 3	0,02	2000	-	70	100	20	600	20

Tableau 8 - Eléments mineurs dans les deux échantillons de cornéenne (1 et 2) et dans le calcaire magnésien (3).

Echantillon Caillau		Trémolite A.S.T.M.	
dÅ	I	dÅ	I
9,48	ff	9,5	
8,66	F	8,5	
4,57	ff	4,5	
4,27	ff	-	
3,42	ff	3,46	
3,37	ff	3,36	
3,33	f	-	
3,16	FF	3,12	100
2,98	f	2,96	
2,84	f	2,81	
2,72	m	2,74	
2,69	ff	2,72	
2,62	ff	-	
2,59	ff		

Tableau 9 - Equidistances de la ferrotrémolite de Caillau comparées à celles données par la fiche A.S.T.M.

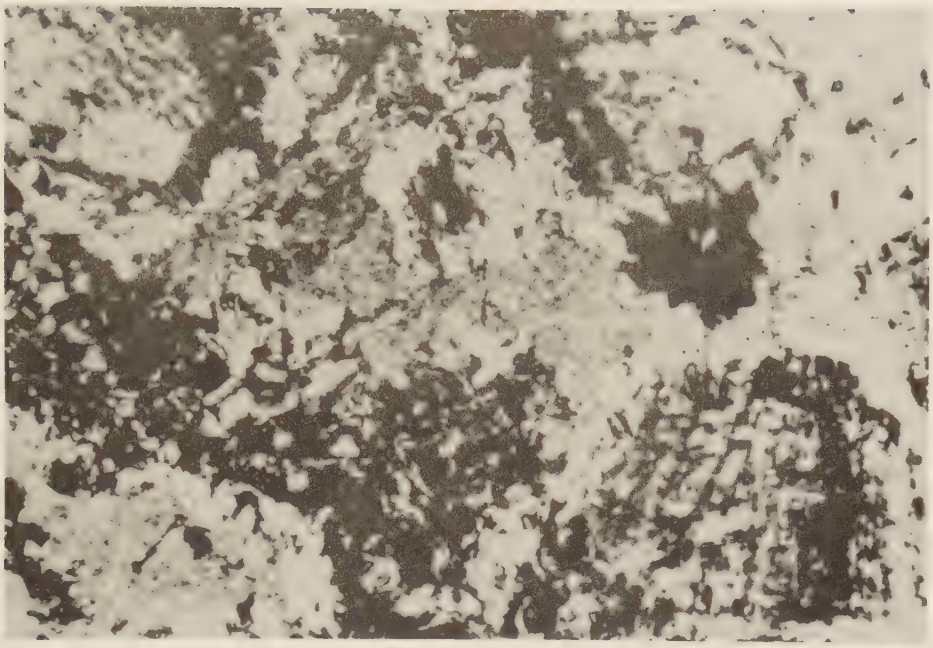
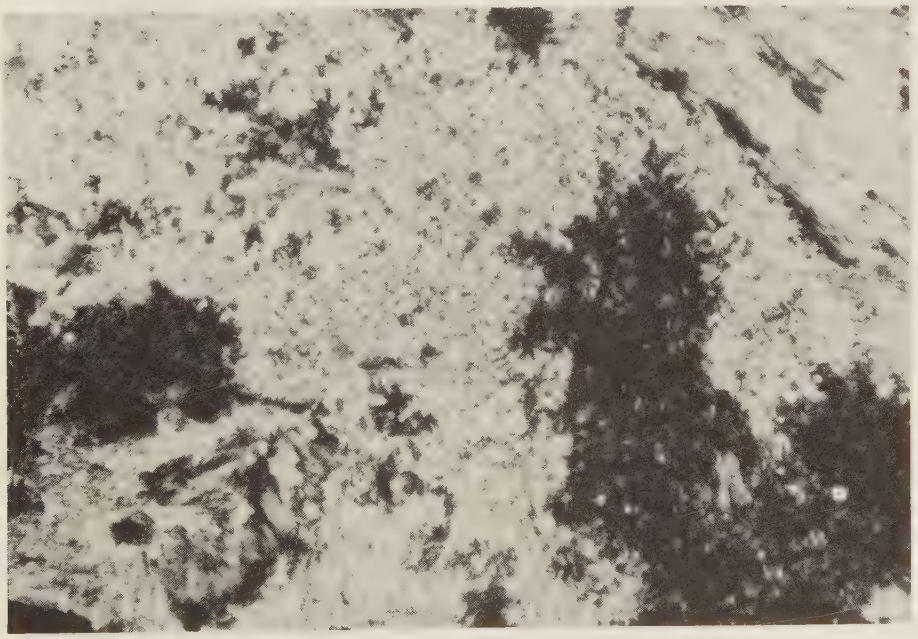


Fig.26 - L.P. × 100 - Cristaux de dolomite fortement corrodés par du talc entouré par des lamelles de chlorite.

Fig. 27 - L.P. × 100 - Fibre de trémolite altérée en talc.

	Echantillon 1		Echantillon 2	
	%	millimoles pour 100 g.	%	millimoles pour 100 g.
$Si\ O^2$	57,8	961	51,2	851
$Al_2\ O_3$	2,0	20	8,4	82
$Fe_2\ O_3$	-	-	-	-
Fe O	2,8	39	3	42
Ca O	0,4	7	-	-
Mg O	30,8	770	30,4	760
K^2 O	0,1	1	-	-
Na^2 O	0,1	2	0,1	2
erte au feu	5,4	300	7	388
	99,4		100,1	

Tableau 10 - Analyses chimiques d'échantillons de "talc" du gisement de Caillau.



ig.28 - L.P. × 100 - Lamelles de chlorite (foncé) pseudomorphosées par du talc.

Les chlorites, très abondantes au sein du gisement, sont dues à la transformation des cornéennes ou des enclaves granitiques auxquelles elles sont toujours étroitement associées. Les études minéralogiques (IIème Partie, chapitre 2) montrent qu'il s'agit, respectivement, de shéridanite (1) ou de corundophyllite (2). Elles se présentent en agrégats fibreux, associés à des reliquats de ferro-trémolite et à de la calcite, ou en lamelles de quelques microns, au contact de cristaux de quartz très corrodés.

Dans des géodes des cornéennes chloritisées, on a observé au microscope, d'autres chlorites en sphérules fibro-radiés (fig.29) qui sont, vraisemblablement, des ripidolites, mais que nous n'avons pu isoler pour les déterminer avec précision.

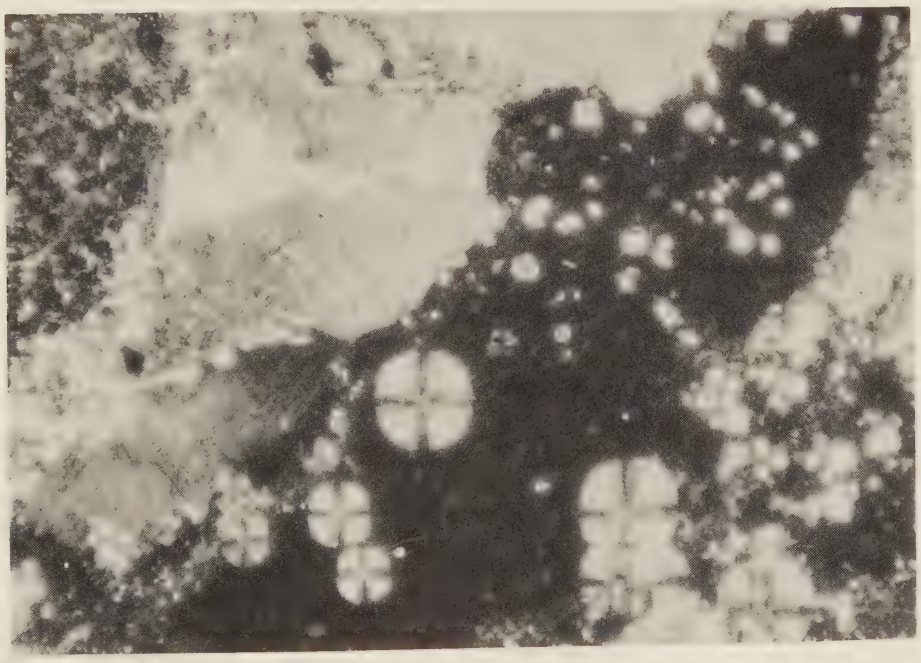


Fig. 29 - L.P. × 40 - Chlorites en sphérules fibro-radiés.

Enfin, rappelons qu'à Cobazet apparaissent des chlorites de type ripidolite (échantillon 3 - IIème partie - chapitre 2) dans une fracture au contact granite-dolomie.

V - MINERAUX ASSOCIES AU TALC.-

1 - La Calcite.- Elle a son faciès habituel des gisements de talc pyrénéens. Sur la fig.30, on voit ce minéral dans une faille, associée à des amandes de calcaires dolomitiques non transformées. Ces calcites sont très peu magnésiennes; les analyses effectuées sur trois échantillons ont donné respectivement 0,07 %, 0,05 % et 0,22 % de MgO. Elles ne renferment pas de fluor et sont relativement pures comme le montrent les analyses spectrographiques: Mn 300 g/t; Cu 10 à 20 g/t; les teneurs en strontium sont égales à 60, 70 et 110 g/t.

Fig.30 - Calcite associée à du talc dans une fracture.

2 - Le quartz : de couleur blanche ou violette (fig.31), est soit massif, soit en cristaux de 2 à 10 cm de longueur. Certains de ces cristaux présentent des faces courbes dues à des actions mécaniques. Ils sont en tous points comparables aux cristaux décrits par A.Lacroix (1891) à Pitourless dans le gisement de Trimouns (Ariège). Le prisme présente parfois une

croissance concentrique, par dépôt de silice secondaire. Lorsque la pyramide terminale est présente, la face p (10 $\bar{1}$ 1) est très développée, mais elle est, le plus souvent, absente et le plan de cassure correspond au clivage p (10 $\bar{1}$ 1).

Fig. 31.- Veine siliceuse (violet) dans une fracture.

3 - La pyrite : se présente en "mouches" millimétriques, sans formes géométriques nettes.

I.- HYPOTHESES SUR LA FORMATION DU GISEMENT DE TALC DE CAILLAU.-

Les observations minéralogiques et géologiques permettent de reconstituer les phases successives de formation du gisement de talc de Caillau.

1 - Mise en place du massif granitique de Quérigut-Millas, avec apparition, dans les séries sédimentaires, des minéraux de métamorphisme caractéristiques du "Hornfels faciès" : ferro-trémolite, épidote, chlorite1, albite; la température d'apparition de

ce faciès se situe vers 400° C pour une pression de 1000 bars. La présence de tourmaline indique des phénomènes de pneumatolyse, et les teneurs en fluor de ces roches, voisines de 0,25 %, sont élevées.

2 - Développement d'une tectonique cassante, d'âge probablement tardi-hercynien, responsable du broyage de toutes les roches; la fracturation, qui en est résultée, a favorisé l'action de solutions hydrothermales qui se manifestent par les dépôts de talc, de chlorite, de quartz et de calcite dans les fissures.

Ces solutions ont provoqué diverses réactions :

a)- sur les minéraux des cornéennes : épidote et trémolite en formant des chlorites du type shéridanite; elles ont donné la réaction :

$$2\,(OH)_2\,Mg_4\,Ca_2\,Fe\,Si_8\,O_{22} + 2\,(OH)\,Ca_2\,Al_3\,Si_3\,O_{12} + 5H_2O \longrightarrow$$

trémolite fénifère + épidote

$$(OH)_{16}\,(Fe\,Mg_8\,Al_3)\,[(Si_5\,Al_3)\,O_{20}] + 17\,SiO_2 + 8\,CaO + Fe\,O \quad (1)$$

shéridanite

b)- Sur les minéraux du granite, biotite, quartz, feldspath, elles ont formé de la ripidolite ou de la corundophyllite suivant les proportions relatives de biotite et de feldspath existant dans le granite originel; en effet, comme nous le verrons, ces chlorites diffèrent essentiellement par leur teneur en fer, en silice et en alumine. Les équations montrent que ces transformations exigent un apport de magnésium par les solutions hydrothermales :

$$(OH)_4\,K_2\,(Fe_4\,Mg_{1,5}\,Al_{0,5}\,[(Si_{5,5}\,Al_{2,5})\,O_{20}]$$

Biotite

$$+ K\,Al\,Si_3\,O_8 + Na\,Al\,Si_3\,O_8 + 4,5\,MgO + 6,5\,H_2O$$

+ microcline + albite

$$\longrightarrow (OH)_{15},H_2O\,(Fe_4\,Mg_6\,Al_2)\,[(Si_5\,Al_3)\,O_{20}]$$

ripidolite

$$+ \tfrac{1}{2}\,Na_2O + \tfrac{3}{2}\,K_2O + 6,5\,SiO_2$$

ou

$$3\ K\ Al\ Si_3\ O_8 + 3\ Na\ Al\ Si_3\ O_8 + 9Mg\ O + 8\ H_2O \longrightarrow$$
microcline + albite + magnésie
$$(OH)_{16}\ (Mg_9\ Al_3)\ (Si_5\ Al_3)\ O_{20} + 3/2\ K_2O + 3/2\ Na_2O + 13\ SiO_2.$$
corundophyllite

La formation de ces chlorites libère, comme nous l'avions observé à Reynès, des quantités énormes de silice.

A - Sur les calcaires dolomitiques, ces solutions ont donné du talc, suivant un processus déjà décrit lors de l'étude des indices de Corneilla et de Reynès; à Caillau, comme à Corneilla, c'est à ce processus qu'il faut attribuer la formation d'une partie des monocristaux de calcite, l'autre partie correspondant à la dissolution et à la reprécipitation de la calcite de cet horizon calcaréo-dolomitique.

B - Les chlorites déjà formées, ont donné du talc suivant une réaction rencontrée à Reynès. L'alumine, la magnésie et le fer, libérés par cette réaction, peuvent se combiner avec SiO_2 pour/engendrer de nouvelles chlorites; nous rattacherons à ce mode de formation les chlorites en sphérules fibro-radiés observés dans des géodes des roches à talc et à chlorite.

C - Enfin, du talc s'est formé, comme à Reynès, par rétromorphose de la trémolite, réaction facilitée par l'abondance de CO_2.

Ainsi, la formation du gisement de talc de Caillau est analogue à celle du gisement de Reynès; d'origine hydrothermale, elle est liée au facteur lithologique et tectonique.

- CHAPITRE IV -

LES GISEMENTS DE TALC DU DEPARTEMENT DE L'ARIEGE

De nombreux gisements de talc sont connus dans l'Ariège (étang de Rabassoles, Rabat-les-trois-Seigneurs, Ustou), mais ceux de Montferrier et de Trimouns, situés autour du massif du St-Barthélémy, sont particulièrement importants.

I - SITUATION, HISTORIQUE ET TRAVAUX MINIERS.-

1 - MONTFERRIER.- Ce gisement est situé sur le flanc Nord du massif du St-Barthélémy, à 4,5 km au Sud de Montferrier (fig.32). On le suit sur une longueur de huit cents mètres du bois du Fangas au Nord jusqu'au Col de la Portcille (1.600 m) au Sud, et on retrouve des indices de talc à l'Est de ce col. Les travaux d'exploitation, commencés au milieu du 19ème siècle, se sont poursuivis de façon sporadique et ont été arrêtés en 1966. La production annuelle atteignait 2000 à 3000 tonnes. Le produit extrait, transporté par téléphérique, était traité à Montferrier où existe une usine de broyage. Les derniers travaux de recherche comportaient principalement deux sondages décrits par J.Thiébaut et al. (1966).

2 - TRIMOUNS.- Ce gisement affleure sur le flanc Est du pic du St-Barthélémy, à 3 km environ de ce dernier et à 6 km au N-E du village de Luzenac (fig.33). Du Nord au Sud, on le suit sur une longueur de 2 km , du col de la Peyre, en passant par le ruisseau du Basqui, jusqu'au Pic d'Ourlès; un dernier affleurement

est visible dans la forêt de Salvanières. L'exploitation commencée en carrière et en galerie, à la même époque que celle du gisement précédent, se poursuit actuellement en carrière, seulement de fin Avril à fin Octobre à cause de l'altitude (1600 m à 1800 m) Les travaux sont concentrés en deux points : chantier principal et chantier des Fourmis (fig.33 et 34).

Le "talc", exploité en gradins de 1 à 2 mètres, est trié manuellement, puis réparti en différentes catégories suivant sa couleur. On distingue ainsi, visuellement, une qualité supérieure blanche, soit schisteuse, soit compacte, appelée stéatite, et des variétés de plus en plus grises.

L'extension et la forme du gisement ont été reconnues grâce à une galerie N 140° E et à différents sondages repérés sur le plan par des numéros et par leur orientation.

En 1969, 3.000.000 de tonnes de stérile ont été enlevées, pour 240.000 tonnes de "talc".

II - ETUDES ANTERIEURES.-

Les gisements de Montferrier et de Trimouns ont fait l'objet de nombreux travaux, que nous pouvons classer suivant les hypothèses formulées pour expliquer la génèse du talc.

D'après L.Mengaud (1908), le talc serait le résultat d'une talcification de micaschistes par enrichissement en magnésium, lié à la mise en place des pegmatites.

Pour S.Aranitis (1967), ces gisements sont en relation directe avec des failles importantes orientées NNE - SSW, d'âge postérieur au métamorphisme et au plissement hercynien. "La brèche de faille était constituée par des blocs de micaschistes à muscovite, de phyllite et de quartzite; dans cette brèche se trouvaient mélangés des blocs de pegmatites et de dolomie". Cette brèche constitue à son avis la roche d'origine des gisements de talc. Il y aurait donc eu un apport magnésien et l'auteur rejoint ici l'idée émise par C.Mengaud; cependant, il rejette la liaison pegmatite-venue magnésienne.

TUATION GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE TALC DE MONTFERRIER d'apres la carte de A. MANGIN (1954)

TION GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE TALC DE TRIMOUNS

d'après la carte de H. J. ZWART (1953)

LEGENDE

- Schistes noirs - gothlandien
- Calcaires et dolomies — Ordovicien supérieur
- Talc — Ordovicien supérieur
- Schistes à séricite et chlorite — Ordovicien inférieur
- Schistes à muscovite et chlorite — Ordovicien inférieur
- Gneiss à biotite, muscovite et sillimanite
- Metaquartz dioritès
- Orthogneiss à biotite, muscovite et biotite
- Zones à pegmatites
- Gneiss à biotite, muscovite et feldspaths (Na – K)
- Failles
- Chevauchements

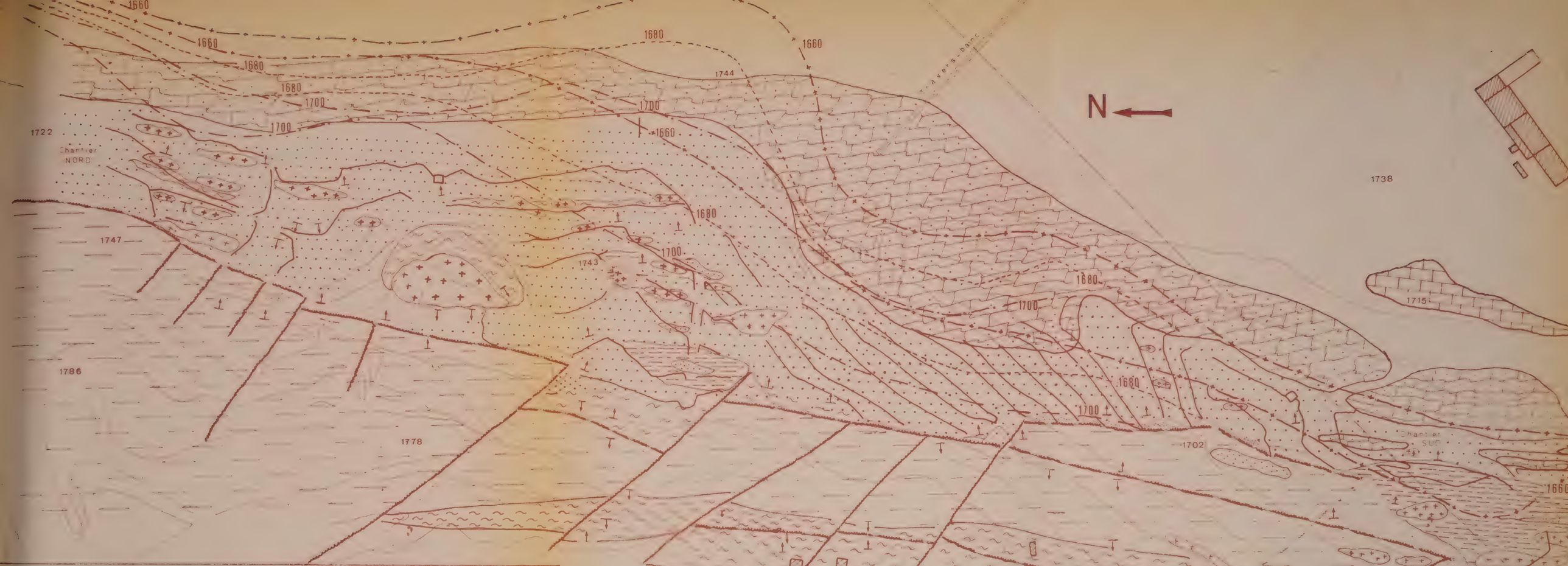
Fig. 33

Dans son étude géologique de la partie septentrionale du massif du St-Barthélémy, A.Mangin (1967), envisage aussi un apport magnésien lors de la pneumatolyse responsable de la naissance du talc et "d'un autre minéral magnésien moins stable". Par la suite, le"magnésium aurait migré par ascension dans les calcaires susjacents", donnant ainsi des dolomies d'épigénie tardive.

L.Capdecomme (1950) envisage une origine métasomatique à la formation de talc à partir des dolomies. Celles-ci auraient subi une transformation épigénétique, les feuillets du talc se développant suivant les plans de clivage de la dolomite, "les apports évidents de silice pneumatolytique ou pegmatitiques, les dépôts de calcite secondaire et l'aspect même de la dolomite résiduelle s'accordent pour indiquer ce mode de formation simple où aucun silicate n'a servi d'intermédiaire". Cependant cette formation n'exclut pas celle de trémolite dans les calcaires magnésiens sous l'action de solutions hydrothermales qui ont formé les filons de quartz. Ces trémolites auraient elles-mêmes été rétromorphosées en talc; ce mode de formation serait toutefois accidentel.

H.J.Zwart (1953) reprend l'hypothèse précédente. La transformation des dolomies en talc correspondrait à une métasomatose avec apport de silice. Mais cet apport serait lié à une phase hydrothermale dérivant des orthogneiss riches en pegmatites. Pour expliquer le pourcentage élevé en chlorites du genre clinochlore, il pense que les dolomies étaient en réalité des marnes dolomitiques. Le déficit de calcite par rapport au talc serait dû au départ du calcium avec les solutions hydrothermales.

Enfin, pour J.Thiébaut et al (1965 et 1968), le talc s'est formé par "hydrosili~~ci~~catation de la dolomite", dans la zone de transition en avant des migmatites fondamentales, là où la pneumatolyse prend son maximum d'extension. Les modalités de la métasomatose siliceuse sont donc marquées par les trois paragenèses successives liées à un métamorphisme décroissant :



GENERAL DE LA CARRIERE DE TALC DE LUZENAC (TRIMOUNS)

Schistes à séricite, calschistes, quartzites.
Calcaires
Dolomies
Zone à talc et chlorites.
Pegmatites.
Aplites.
Micaschistes a muscovite.
Micaschistes à biotite, gneiss a sillimanite.
Corneennes.

Coupe horizontale de la couche de talc au niveau 1660.
Coupe horizontale de la couche de talc au niveau 1680.
Coupe horizontale de la couche de talc au niveau 1700.
P Pyrrhotite
Failles
Pendage

Echelle: 1/2000

FIG. 34

1712

1660

1660

1680

1618

cable

1610

Chantier
des Fourmis

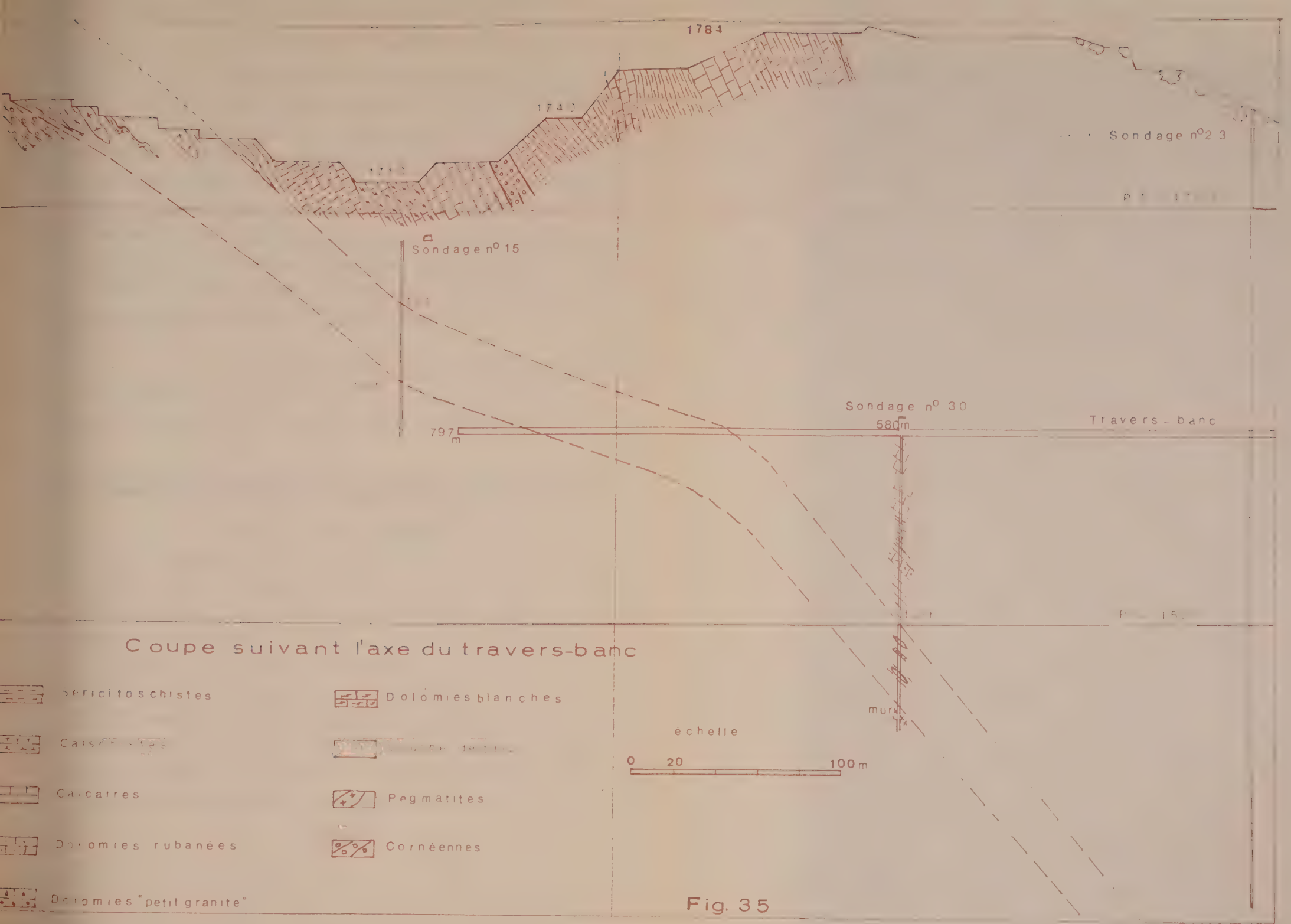

1784
1740
1710
Sondage n° 23
Sondage n° 15
Sondage n° 30
580 m
797 m
Travers-banc
mur
échelle
0 20 100 m
Coupe suivant l'axe du travers-banc
Sericitoschistes
Dolomies blanches
Calcaires
Pegmatites
Dolomies rubanées
Cornéennes
Dolomies "petit granite"

Fig. 35

IV - LES ROCHES ENCAISSANTES.-

Nous allons étudier, successivement, les formations du mur et du toit pour les deux gisements de Montferrier et de Trimouns qui présentent de grandes analogies géologiques et minéralogiques.

1 - Les formations du mur.- Elles sont constituées par un ensemble de roches métamorphiques injectées de pegmatites particulièrement étudiées par H.J.Zwart (1953). Beaucoup plus visibles à Trimouns qu'à Montferrier où existe un important recouvrement glaciaire, elles sont constituées par des gneiss à sillimanite, des gneiss à silicates calciques, des micaschistes, des cipolins et des quartzites rapportés à l'Ordovicien.

a)- Les gneiss à sillimanite :Ils affleurent essentiellement à Trimouns et sont constitués de quartz, albite (10 % An), biotite, sillimanite et muscovite, accessoirement de sphène et d'apatite. Ils sont, très souvent, injectés de filons de pegmatites. Signalons une structure mylonitique très nette dans un échantillon prélevé près de la formation de talc : quartz fortement diaclasés, étirés en fuseaux, feldspaths, très souvent courbés, altérés en séricite, et enfin biotite, très déferrifiée et altérée en chlorite.

b)- Les gneiss à silicates calciques : Ils sont bien représentés à Montferrier et à Trimouns. Ils montrent, comme les cornéennes, une alternance de bandes plus ou moins foncées : jaunes, vertes ou brunes, suivant les minéraux qui les composent et sont, eux aussi, injectés de filons de pegmatites. Quartz et plagioclases isogranulaires, biotite, hornblende (2 V = 70°, angle d'extinction 26°), épidote, diopside, zoïsite, sphène et apatite sont les constituants principaux.

c)- Les micaschistes : Ils affleurent, essentiellement, à Trimouns et se répartissent en micaschistes à biotite, à muscovite-chlorite. Dans le chantier Sud (Trimouns), on trouve des micaschistes à aspect lustré, constitués principalement par du quartz, de la muscovite et des chlorites, mais contenant, aussi, de la biotite, de la tourmaline, de l'apatite et du zircon.

d)- Les quartzites : Ils sont particulièrement visibles au col de la Porteille. Ce sont des roches finement litées contenant quartz isogranulaire (diamètre moyen 80 μ), minéraux micacés (biotite déferrifiée, aux contours jalonnés par des oxydes de fer et du rutile), chlorites [pennine légèrement pléochroïque du vert pâle (np) à vert plus foncé (ng)] , séricite, apatite et tourmaline.

e)- Les calcaires métamorphiques : Ils ont été, seulement, trouvés à Trimouns sous forme d'une lentille de 2 à 3 mètres de longueur sur 0,50 m d'épaisseur.

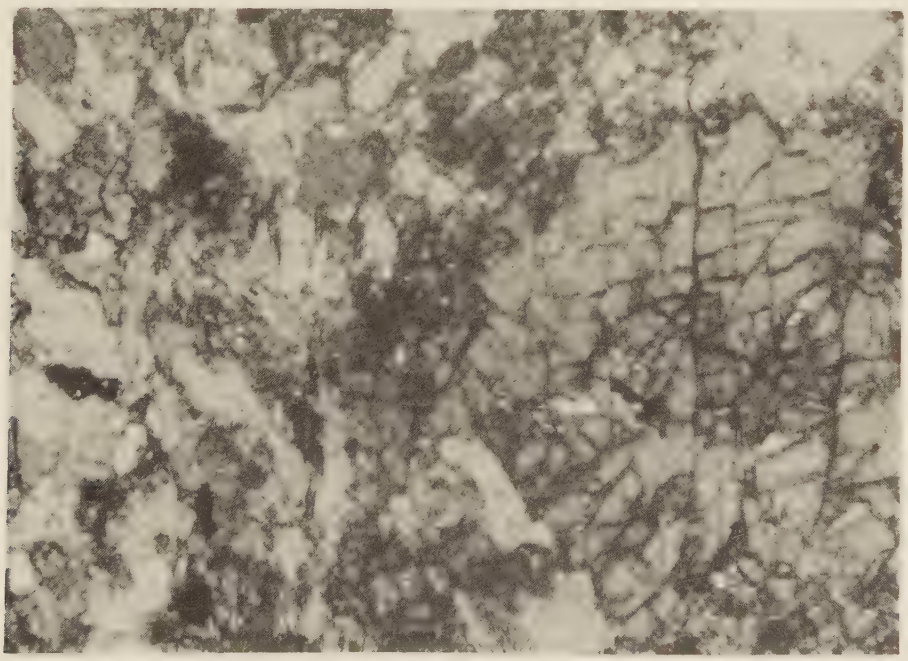


Fig. 36 - C.P. × 40 - Calcaire métamorphique avec forstérite, anorthite, trémolite.

Notons, à côté de la calcite, la forstérite (peu), la trémolite (peu), le phlogopite, l'anorthite, l'épidote et le sphène (fig.36). La forstérite s'altère partiellement en trémolite; l'une et l'autre traduisent la présence de magnésium au sein de ces calcaires.

f)- Les pegmatites : Elles sont largement représentées dans les formations du mur des deux gisements. Par exemple, au col de la Porteille, les lentilles peuvent avoir une dizaine de mètres de longueur sur deux à trois mètres de largeur. L'existence de contraintes tectoniques se traduit à l'échelle de l'affleurement comme à celle de l'échantillon, par des cassures qui ont permis l'altération des feldspaths en séricite. Au microscope, les minéraux sont très mylonitisés : quartz à extinction onduleuse, feldspaths (albite 10 % An) fissurés et séricitisés, muscovites déformées, tourmaline noire brisée. Cependant, certaines diaclases* sont colmatées par une roche, essentiellement chloriteuse. Ces chlorites du type corundophyllite (Echantillon 1, IIème partie, chapitre 2) sont, soit, en cristaux ténus de 10 à 15 μ, associées à quelques cristaux de quartz, soit en cristaux allongés, rappelant par leur forme les lamelles de muscovite. Ces dernières présentent, d'ailleurs, dans des échantillons moins transformés, un début de chloritisation. Aux joints des cristaux de quartz et de chlorite, apparaît, parfois, un liseré de talc de quelques microns de largeur (fig.37).

2 - Les formations du toit.- Dans les deux gisements, elles sont constituées par des dolomies, des séricitoschistes, des schistes andalousite, des calcaires liés à des niveaux de schistes carburés; cependant les horizons schisteux et dolomitiques sont beaucoup plus développés à Trimouns qu'à Montferrier.

---

* Echantillon prélevé dans un amas de pegmatite situé à 50 mètres à l'Ouest du Col de la Porteille (Montferrier).

a)- Montferrier : Au-dessus du gîsement de talc, apparaît une falaise d'une puissance de 100 mètres environ, formée de trois variétés de calcaires (fig.38), différents par leur couleur.

α)Calcaires blancs.- Ils sont bien recristallisés par métamorphisme, et particulièrement visibles au col de la Porteille. Une analyse chimique partielle (1) (tableau 11) montre que ces roches renferment 91 % de calcite et 2 % de dolomite.

β)Calcaires bleus.- Ils affleurent au-dessus du chantier principal et à l'Est du col de la Porteille. A grains plus fins que les précédents, ils présentent, en lame mince, de la calcite, de la dolomite, de la trémolite en aiguilles, parfois brisées,

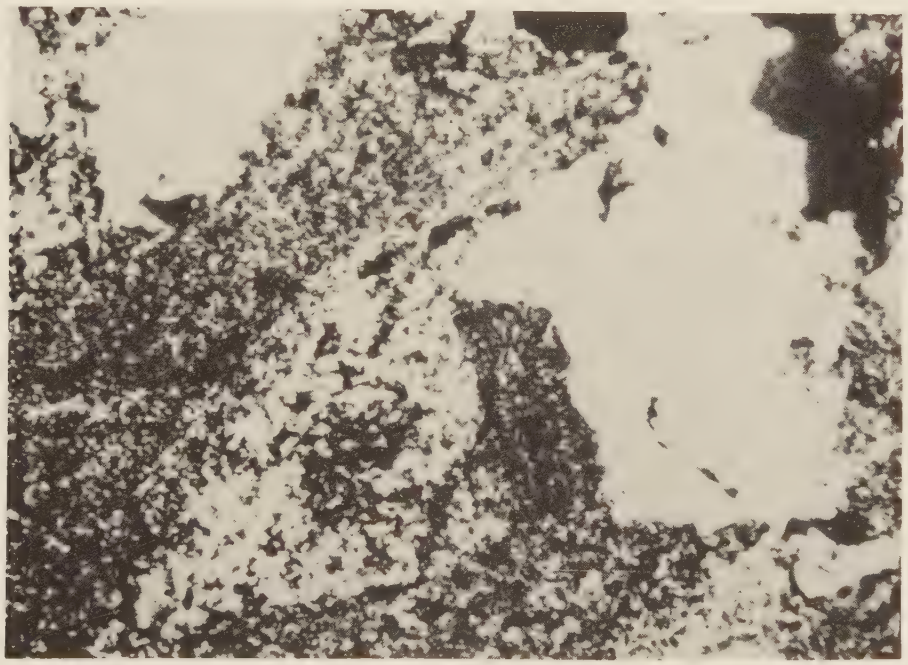


Fig. 37 - L.P. × 40.- Quartz très diaclasé, corrodé par des chlorites en cristaux ténus et chlorite fibreuse provenant de la transformation de muscovite. Notons, enfin, un liseré de talc, au contact des cristaux de quartz.

	Echantillon 1		Echantillon 2		Echantillon 3	
	%	millimoles pour 100 g	%	millimoles pour 100 g	%	millimoles pour 100 g
. O	51,6	921	33,0	589	31,0	553
; O	0,5	12	3,0	75	21,0	525
;e au CO_2)	42,4	963	29,0	659	47,3	1075
	94,5		65,0		99,3	

Tableau 11.- Analyses chimiques partielles d'échantillons de calcaires blancs (1), de calcaires bleus (2) et d'une dolomie brune (3).

de l'épidote, du quartz et des oxydes de fer. Une analyse chimique (2) (tableau 11), d'un échantillon prélevé au pied de la falaise surplombant le chantier du Fangas, montre qu'il est constitué par 51,5 % de calcite et 14 % de dolomite. Cependant, au N-E du Col de la Porteille, ces calcaires sont épigenisés par des dolomies de couleur brune (fig.39), ce qui traduit une transformation par des solutions magnésiennes. De l'analyse chimique 3 du tableau 11 découle la composition suivante : 96,6 % de dolomite, 2,8 % de calcite.

γ) Calcaires marneux : Ils sont de couleur brune(fig.38) et leur litage est souligné par des hydroxydes de fer. Les constituants sont la calcite, le quartz et des phyllites flexueuses développées de façon préférentielle autour des hydroxydes de fer.

Au sein de ces calcaires marneux, apparaissent des amandes pegmatitiques de faible dimension (ordre du décimètre). Elles sont formées de quartz, plagioclases (40 % An), microcline perthitique, calcite secondaire en veinules; signalons,aussi, la tourmaline noire. Ces roches sont très diaclasées sous l'effet de contraintes tectoniques responsables de la pulvérisation des

différents minéraux. Les baguettes de tourmaline, elles-mêmes, sont fissurées et s'altèrent partiellement en muscovite.

Il faut signaler, associés à ces calcaires, des schistes à andalousite visibles au col de la Porteille et des schistes graphiteux du gothlandien décrits par A.Mangin (1967).

b)- Trimouns.- De la base vers le sommet (fig.35) les formations du toît sont représentées par des lentilles de dolomie emballées dans des schistes épimétamorphiques, des calschistes, des calcaires avec localement des quartzites. J.Thiébaut et al (1968), ont étudié de façon détaillée ces différentes roches. Cependant, il paraît intéressant d'étudier avec précision la nature des dolomies et le contact entre la couche de talc et le toît.

α) Les dolomies affleurent depuis le col de la Peyre jusqu'au Pic d'Ourlès; on retrouve un affleurement dans la forêt de Salvanières. Cependant leur puissance est très variable : 50 m environ au milieu du chantier, plus faible (20 à 30 m) au Nord, et se réduisant à 10 m. environ au chantier des Fourmis.

Elles se présentent sous trois faciès :

- dolomie appelée improprement "petit granite" par les mineurs, à cause de sa structure en grains équidimensionnels, engrenés les uns dans les autres, de couleur grise et blanche, dont l'aire d'extension est très limitée (niveau + 1720 - Est du chantier);

- dolomie blanche ou légèrement jaunâtre, qui affleure dans le chantier Nord;

- dolomie rubanée (fig.40) formée par l'alternance de lits noirs et de lits bleutés. Cette roche est particulièrement visible dans le chantier principal ainsi qu'aux Fourmis. L'épaisseur des lits noirs varie de quelques millimètres à 1 ou 2 centimètres; la stratification peut être nette ou très diffuse. H.J.Zwart (1953) a montré que l'on distinguait deux types de structure : "les structures de plissement et les structures en zig-zag, ces dernières résultant de l'intersection de deux systèmes de bandes

Fig.38 - Toit de la formation talqueuse à Montferrier.

Fig.39 - Epigénisation de bancs calcaires bleus par de la dolomie brune.

alternativement claires et foncées". A ces structures, il rattache des stylolites, lignes soulignées par des lits graphiteux ou argileux, traduisant des phénomènes de dissolution des dolomies sous de fortes pressions. Les structures de plissement, indépendantes, selon cet auteur, de la formation des stylolites, sont dues à des phénomènes tectoniques. En effet, l'examen de la disposition des bandes claires et foncées peut suggérer une stratification entrecroisée. En fait, la stratification n'a pas été interrompue, et cette disposition est due à un plissement; les plis ont une charnière très aigüe et les strates de chaque flanc sont presque parallèles. Nous pensons que les deux types de structure (stylolites et plissement) résultent d'un même phénomène tectonique, auquel nous attribuons, aussi, les variations de puissance des bancs de dolomies.

Dans les dolomies, nous avons trouvé, de façon constante, différents minéraux :

- Lamelles de talc, localisées préférentiellement dans des géodes; d'aspect nacré, elles peuvent atteindre 1 à 2 cm de diamètre; on les rencontre, parfois, assez haut dans les formations du toit.

- Cristaux de calcite, analogues à ceux des gisements des Pyrénées-Orientales. Ils sont localisés le plus souvent dans des fractures des calcaires dolomitiques.

- Cristaux de pyrite, se présentant en cubes, en octaèdres et en trapézoèdres [a^2 (112), a^1 (111), p (100), b^2 (120)]. A.Lacroix (1896) a déjà décrit ces cristaux et signalé leurs déformations importantes : octaèdres aux faces courbes ou cubes allongés suivant un axe quaternaire et prenant l'aspect de prismes quadratiques. Il n'est pas rare de trouver des cristaux de 8 à 10 cm d'arête. Ils sont, généralement, diaclasés, très oxydés en surface et leur contact avec la dolomie est souligné par un coussinet de paillettes de talc, d'autant plus fréquent que les pyrites sont plus altérées.

Fig. 40 - Dolomie rubanée - Trimouns - Chantier Sud.

Les seuls éléments mineurs sont Ni (30 à 100 g/t), Co (10-300 g/t) et Mn (10 g/t); les pyrites cubiques renferment en outre As (1000 g/t).

- Cristaux de quartz se présentant, comme dans le gisement de Caillau, avec les différents faciès décrits par A.Lacroix (1891).

- Fibres de trémolite apparaissant, en particulière abondance, au Pic d'Ourlès, au contact d'un filon de quartz. Elles sont présentes, aussi, dans les dolomies qui affleurent sur le chemin conduisant à l'indice de Salvanières. A.Lacroix (1891) a décrit ces cristaux de trémolite [m (110), h (100) e^1 (011)] et signalé, en outre, leur épigénisation, parfois totale, en talc. Les lamelles de talc sont allongées suivant l'axe b qui porte le plus grand indice (ng), et orientées suivant l'axe c des amphiboles.

L'examen microscopique a montré les traces de contraintes mécaniques sous forme d'extinctions roulantes des cristaux de dolomite. Aux joints de ces cristaux et, très souvent, au contact de pyrite ou de graphite, apparaissent des lamelles de talc pouvant atteindre 1 mm de plus grande dimension (fig.41). Accessoirement, on observe des cristaux de phlogopite.

Des analyses chimiques partielles* (tableau 12) ont été effectuées sur trois échantillons de dolomies provenant :

- du chantier Nord : dolomie blanche (1) et dolomie rubanée (2);
- du chantier des Fourmis : dolomie rubanée (3).

CaO et MgO s'équilibrent dans les trois échantillons; la calcite est pratiquement absente. Le résidu insoluble, particulièrement important dans la dolomie rubanée (2) du chantier Nord, a été analysé par diffractométrie; les équidistances mesurées caractérisent le talc, la chlorite, le quartz et le graphite. La présence de ce dernier minéral explique la couleur foncée de ces dolomies (H.J.Zwart-1953).

---

* Attaque par Hcl dilué.

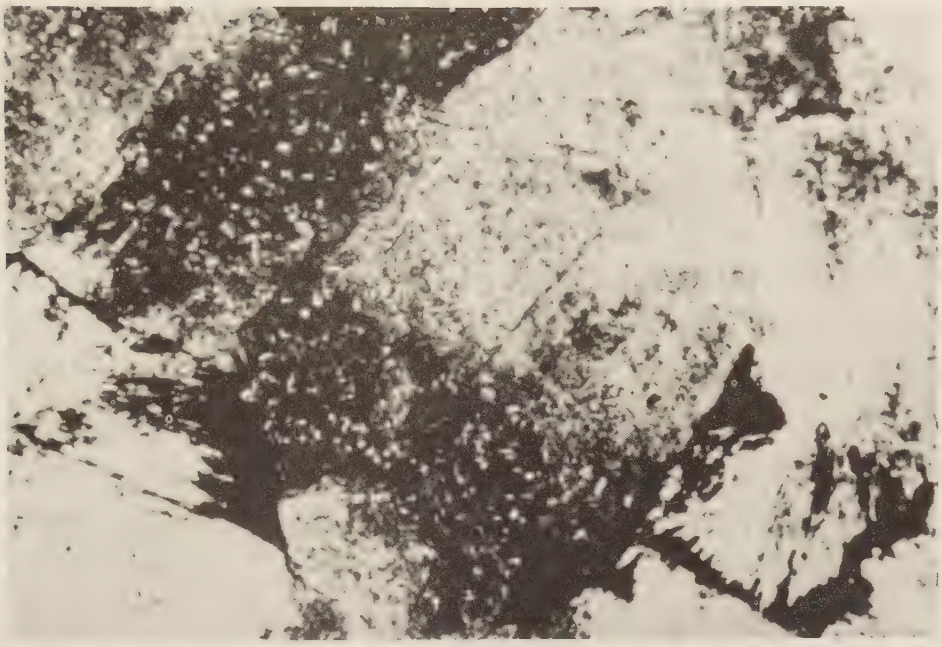


Fig. 41 - L.P. × 40.- Extinction roulante des cristaux de dolomite et apparition de lamelles de talc aux joints de ces cristaux.

chantillon 1			Echantillon 2			Echantillon 3		
	%	Nbre de millimoles		%	Nbre de millimoles		%	Nbre de millimoles
	30	535	CaO	27	481	CaO	28	500
	21,5	537	MgO	19	475	MgO	20	500
au O_2)	47,4	1077	Perte au feu (CO_2)	42,5	966	Perte au feu (CO_2)	48,4	1100
l	98,9		Total	88,5		Total	96,4	

Tableau 12 - Analyses chimiques partielles de trois échantillons de dolomie : 1 : dolomie blanche; 2 : dolomie rubanée (chantier principal); 3 : dolomie rubanée (chantier des Fourmis) - Trimouns.

Les éléments mineurs décelés par spectrographie sont uniquement : Mn (500 g/t), Ti et Cu (5 à 20 g/t). On n'observe ni strontium, ni fluor.

β) Le passage des dolomies aux schistes est souligné par une alternance irrégulière de lits dolomitiques et de lits phylliteux dont la puissance va du millimètre au centimètre. Les cristaux de dolomite, allongés et très écrasés, sont répartis dans une trame chloriteuse, onctueuse au toucher, où apparaissent, fréquemment, des cristaux de pyrite octaédriques ou cubiques. Les phénomènes d'écrasement se traduisent, au microscope, par l'aspect broyé des cristaux de dolomie, avec talc à leur contact (fig.42).

Fig. 42 - L.P. × 40 - Cristaux de dolomite (teintes irrisées) corrodés par du talc (lamelles biréfringentes). Les lamelles de chlorite se reconnaissent à leur faible biréfringence.

ϒ) Des schistes, de couleur noire, traversés par des veinules de talc blanc, apparaissent immédiatement au-dessus de la couche de talc dans le chantier Sud. Onctueux au toucher, ils sont constitués, principalement, par des lamelles de talc et de chlorite étroitement imbriquées (fig.43). Ces chlorites sont des shéridanites (Analyse Trimouns 1°, IIème Partie, chapitre 2). Cependant, on distingue aussi des aiguilles de séricite, parallèles au litage, des cristaux de quartz à extinction roulante, très corrodés, avec du talc à leur contact, et, accessoirement, sphène, apatite, minéraux opaques.

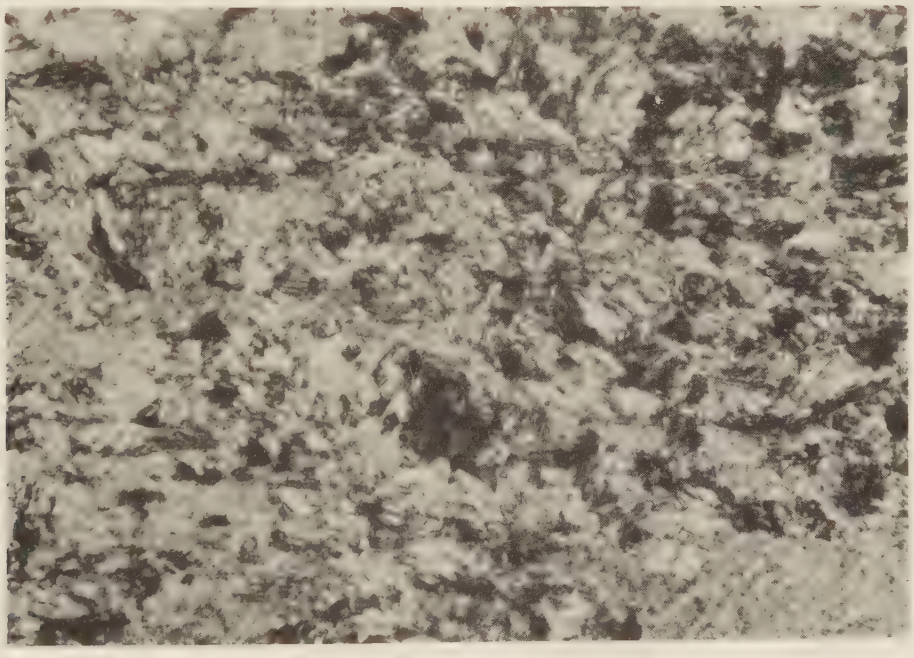


Fig. 43 - L.P. × 40 - Association étroite talc - chlorite.

δ)Les séricitoschistes et les schistes tachetés rencontrés au-dessus des formations précédentes, offrent moins d'intérêt. Dans ces séries, s'intercalent des lentilles de calcaires dolomitiques avec talc, phlogopite ou biotite, des quartzites avec quartz, albite, chlorite, phlogopite et des calschistes.

ε)La pyrrhotite, en lentilles discontinues parallèles à la couche de talc, a été trouvée dans la forêt de Salvanières,

au chantier des Fourmis, au toît de la carrière principale et dans le travers-banc. Associée, soit à de la calcite, soit à du quartz, elle est massive, accompagnée parfois de chalco-pyrite visible sur les sections polies. Dans les schistes, au contact de la pyrrhotite, apparaissent de la biotite en large lame ou des chlorites.

La diffractométrie (fig.44) montre que ces pyrrhotites sont hexagonales, avec une équidistance d (102) égale à 2,0691 Å. Les pyrrhotites hexagonales nécessitent, en général, pour leur formation, une température élevée, supérieure à 300°C.

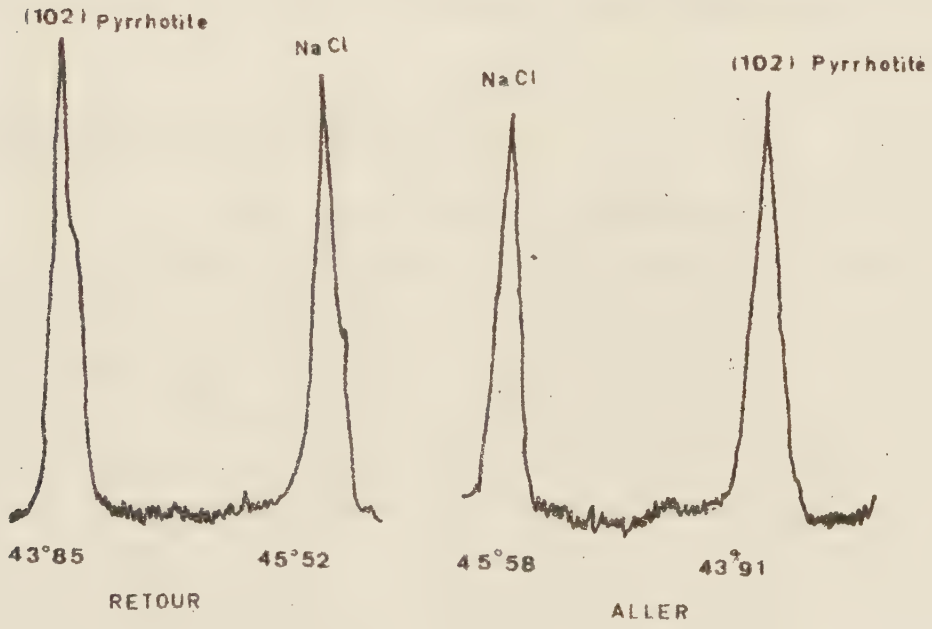


Fig. 44 - Enregistrement diffractométrique de la raie (102) de la pyrrhotite mêlée à NaCl dont la raie à 1,994 Å (220) sert de repère. (Diffractomètre Philipps - vitesse de rotation 1/4 de degré 2 θ par minute dans l'intervalle 2 θ 43° à 46° en aller-retour avec la radiation K∝ Cu).

L'analyse spectrale réalisée sur l'échantillon ayant servi à la réalisation du diffractogramme, indique de très fortes traces de cuivre (0,5 %), de nickel (0,1 %) et de faibles traces de cobalt (0,05 %) et de manganèse (5 g/t); la teneur élevée en cuivre s'explique par la présence de chalcopyrite. Les chlorites associées, ainsi que les biotites, sont plus riches en manganèse (0,1 %) et plus pauvres en nickel et cuivre (20 à 50 g/t); elles renferment, en outre, du vanadium (200 g/t) et du titane (100 g/t).

Notons, enfin, que les concentrations les plus importantes de trémolite ont été observées dans les dolomies voisines des plus importants amas de pyrrhotite (Salvanières, Pic d'Ourlès). Les venues siliceuses, qui accompagnaient la pyrrhotite, ont vraisemblablement engendré des trémolites dans les dolomies et de la biotite dans les schistes épimétamorphiques.

V - OBSERVATIONS TECTONIQUES.-

Tous les auteurs [M.Castéras (1933), P.Cavet (1959)] qui ont étudié la tectonique des Pyrénées ont montré que la direction majeure des plissements hercyniens est E - W. De même, H.J.Zwart (1953) définit, pour les terrains gneissiques du massif du St-Barthélémy, une orientation WNW-ESE avec un plongement Nord, tandis que les formations siluriennes ont une direction N-NE et un pendage Est dans le secteur étudié. Enfin, J.Déramond et al (1969) ont mis en évidence cinq phases tectoniques dans le paléozoïque des massifs Nord Pyrénéens ariégeois : les trois premières hercyniennes, les deux autres pyrénéennes.

La première phase est représentée par des plis isoclinaux, de longueur d'onde variable suivant la nature des terrains, de l'ordre du millimètre dans les séries épimétamorphiques; elle est, généralement, masquée par la deuxième phase de déformation. Celle-ci, la plus importante dans les Pyrénées, se marque par une schistosité majeure S_2, orientée E-W et de pendage Nord variable, mais généralement assez fort.

1 - MONTFERRIER.-

Les observations structurales de A.Mangin (1967) ont montré que les terrains du Paléozoïque ont acquis une structure plissée d'axe E-W sous l'action d'une contrainte maximale N-S. Cette dernière a produit un décollement au niveau du Gothlandien : "Le matériel infra-gothlandien s'est déversé vers le Sud, tandis que les pélites et les calcaires gothlandiens se sont déversés vers le Nord, passant localement à des chevauchements". Les calcaires peuvent donc, localement, reposer, en contact anormal, sur les terrains métamorphiques cambro-ordoviciens inférieurs.

2 - TRIMOUNS.-

On a pu observer les traces de phénomènes analogues dans la carrière de talc de Trimouns.

La deuxième phase de déformation se traduit par une schistosité 2, orientée N-S à N 60°, visible dans les formations du toit comme dans celles du mur (fig.45). Cependant, il est difficile, à partir du petit nombre de mesures réalisées, de reconstituer, ici, la géométrie précise des plis 2 et du décol-lement local qui lui est associé, parce que l'ensemble de la structure a été reprise par la troisième phase de déformation.

Les effets du décollement apparaissent dans le plissement et l'écrasement des dolomies et la mylonitisation des gneiss à sillimanite directement placés au-dessous de la formation de talc.

La troisième phase de déformation plisse, donc, la schistosité majeure 2. A.Mangin (1967) a montré que la combinaison de ces deux systèmes de déformations donne naissance à des plis en "∪". Ceux-ci sont particulièrement visibles dans la carrière de talc de Trimouns (fig.45). La direction des axes de plis est N-S, leur plongement Nord, tandis que le pendage des plans axiaux est variable (S_3 - fig.45). Ces plis peuvent avoir

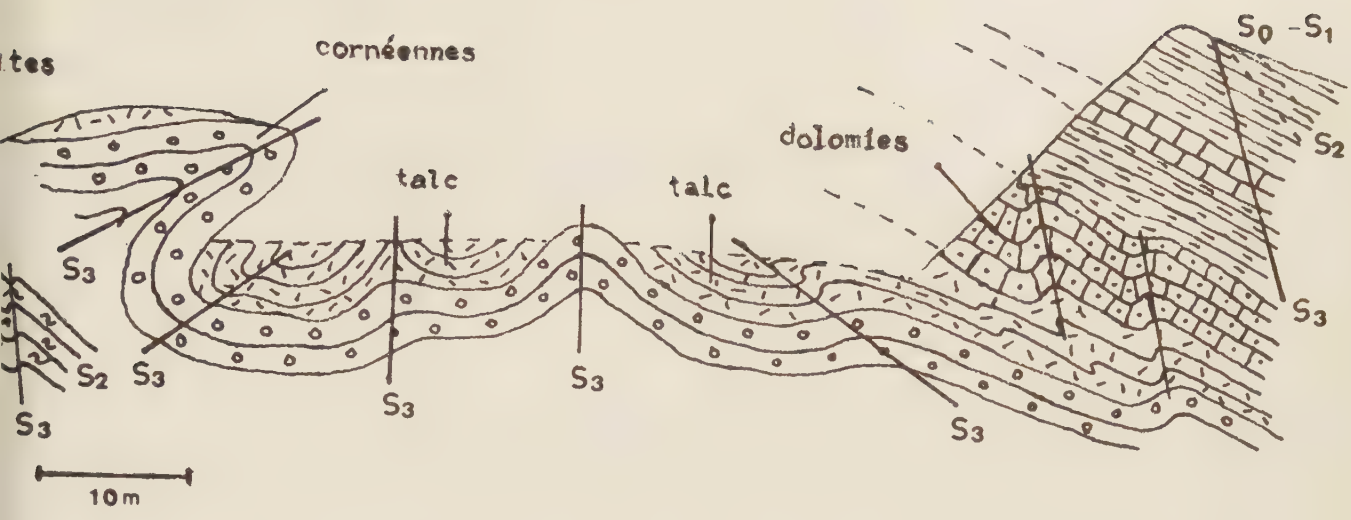


Fig. 45 - Schéma des déformations (Trimouns) :

S_0 - Stratification
S_1 - Schistosité due à la première phase de déformation
S_2 - Schistosité due à la deuxième phase de déformation
S_3 - Schistosité due à la troisième phase de déformation.

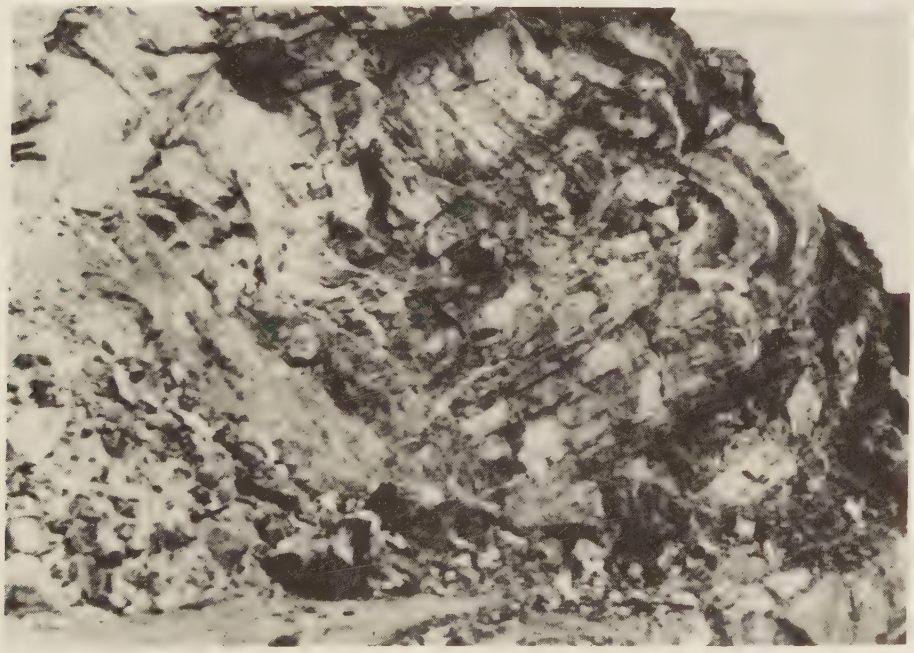


Fig. 46 - Pli dû à la phase de déformation 3 à l'Ouest de la carrière de Trimouns; les pegmatites sont elles-mêmes plissées.

une importance décamétrique comme le montre la figure 46 prise à l'Ouest du chantier principal. Cette structure en "ω" permet d'expliquer que le toit de la formation talqueuse puisse être, localement, constitué par les formations du mur (fig.45 et 46).

Des lits de pegmatites, interstratifiés dans les cornéennes (fig.46), ont été repris par cette déformation 3, postérieure à leur mise en place.

Ainsi, les gisements de talc de Montferrier et de Trimouns se localisent sur des décollements qui amènent les formations du paléozoïque inférieur, en contact anormal sur les formations gneissiques ou migmatitiques. Par contre, nous n'avons pas observé les grandes cassures N 20° signalées par S.Aranitis (1967). Les seules fractures visibles, au mur comme au toit, n'ont qu'une faible extension et sont, vraisemblablement, contemporaines du décollement ; elles sont, en effet, colmatées par de minces couches de talc.

VI - LES CONCENTRATIONS DE TALC A MONTFERRIER.-

La couche de talc affleure, de façon discontinue, du Bois du Fangas au Col de la Porteille, avec une direction N 20° E. L'indice de talc, au N-E du Col de la Porteille a, par contre, une orientation E-W. Le talc est associé principalement à des dolomies. Lorsque ces dernières sont absentes, ou très peu développées, il est remplacé par des chloritoschistes liés à des horizons de micaschistes ou de quartzites. La puissance de la formation talqueuse varie de 10 à 15 mètres, au chantier du Fangas à 1 à 2 mètres vers le col de la Porteille. Les résultats d'un sondage, effectué au chantier du Fangas, et étudié par J.Thiébaut et al (1966), ont montré que la puissance de la couche de talc est d'environ 16 mètres.

1 - Les dolomies.-

Les dolomies sont analogues à celles de Trimouns : dolomie blanche et dolomie rubanée. Elles sont, ici encore, très diaclasées et plissées (fig.47), mais diffèrent, par la couleur, des dolomies brunes dues à l'épigénisation des calcaires bleus, au N.E du col de la Porteille. Ces dolomies ne forment pas un niveau continu et sont relayées par des chloritoschistes dans lesquels se trouvent des boules de pegmatite.

Une analyse chimique (tableau 13) effectuée après attaque acide sur un échantillon de dolomie blanche, prélevé au chantier du Fangas, donne des proportions molaires voisines pour CaO et MgO; cet échantillon renferme 97,5 % de dolomite. Les teneurs en fluor sont très faibles et varient de 0,01 % à 0,02 %; les éléments mineurs sont Mn (300 g/t) et Ti (4000 g/t).

	%	millimoles pour 100 g.
CaO	30,0	535
MgO	21,2	530
Perte au feu (CO_2)	47,0	1068
	98,2	

Tableau 13.- Analyse chimique partielle d'un échantillon de dolomie du gisement de talc de Montferrier.

Fig. 47 - Dolomies blanches et rubanées très plissées et diaclasées du chantier du Fangas (Montferrier).

Les principales impuretés sont le quartz, le talc, le rutile, la pyrite et le graphite.

Ces dolomies, et notamment celles de l'indice situé au N-E du col de la Porteille, montrent des cristaux de pyrite, généralement octaédriques, dont les arêtes peuvent atteindre 1 à 2 cm ; certains cristaux sont totalement limonitisés. Nous n'avons pas rencontré de cubes comme à Trimouns. Par contre, les pyrites des deux gisements contiennent les mêmes éléments mineurs avec des concentrations analogues.

Nous verrons que la présence de graphite offre un intérêt tout particulier. En section polie, il se présente en lamelles monocristallines très ténues, de l'ordre de quelques microns, facilement reconnaissables par leur anisotropie optique (fig.48). Certaines présentent une extinction roulante, acquise sous les contraintes tectoniques responsables, aussi, de la déformation des cristaux de dolomite. La proportion de graphite dans l'échantillon de la fig.48 déterminée par oxydation au bioxyde de sodium et calcimétrie (L.Capdecomme-1943) est 0,25 %. Il s'agit évidemment de matières organiques contenues dans les calcaires, graphitisées sous l'effet du métamorphisme général qui a donné lieu à la recristallisation des dolomies.

2.- Les pegmatites.-

Les pegmatites, en enclaves arrondies, sont réparties de façon irrégulière au sein du gisement. Elles ne présentent, généralement, pas de relations avec les roches encaissantes; cependant, nous avons pu observer un contact quartzite-pegmatite simplement souligné par un lit de 0,5 cm de puissance de tourmaline en fines aiguilles.

Les pegmatites du gisement sont plus fracturées que celles du mur, d'où une altération beaucoup plus accentuée, conduisant à des roches essentiellement chloriteuses. Les chlorites forment une frange autour des boules de pegmatite (fig.49); les tourmalines, et parfois les muscovites, sont

Fig. 49.- Echantillon de pegmatite, montrant une auréole de transformation en chlorite de couleur verte.

Fig. 50 - Dolomies très fracturées et développement du talc à partir des fissures.

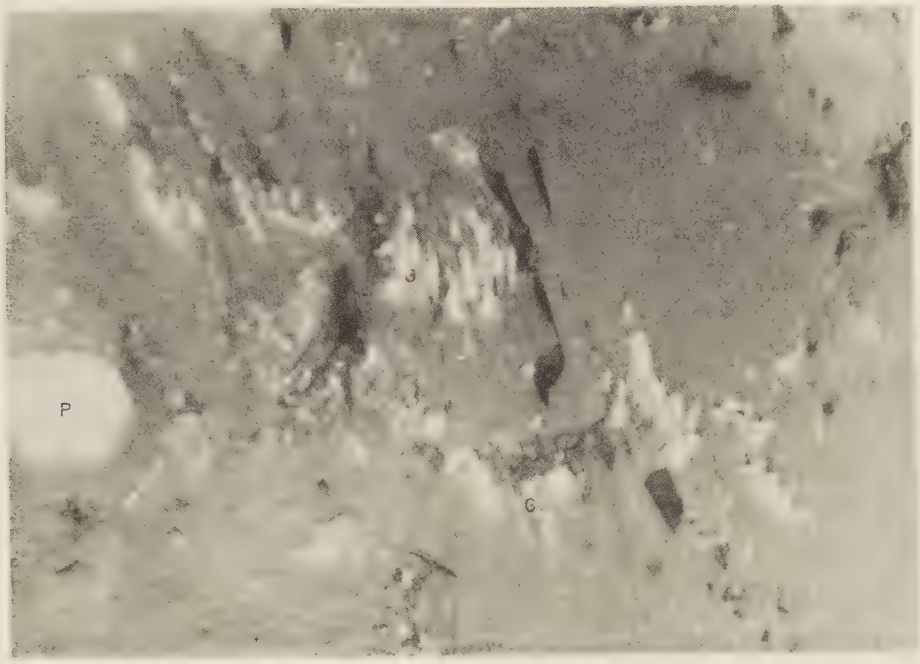


Fig. 48 - L.N. × 600 - Section polie d'un échantillon de dolomie rubanée (chantier du Fangas) montrant de fines paillettes de graphite (G); leur forme, leurs dimensions et leur pouvoir réflecteur les distinguent de grains massifs de pyrite (P).

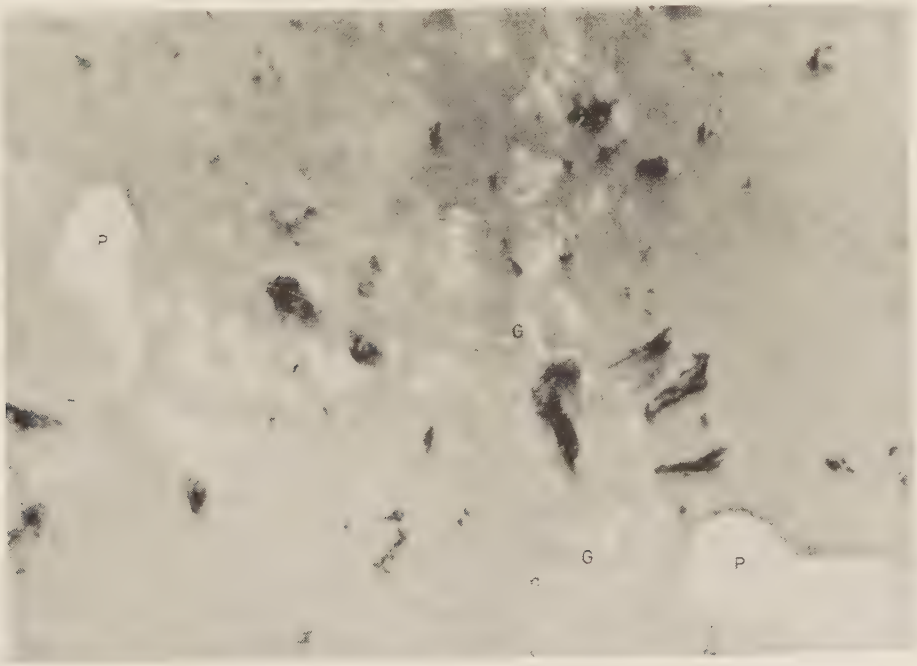


Fig. 53 - L.N. × 600-Section polie d'un échantillon de talc (chantier du Fangas) montrant des particules de graphite (G), identiques à celles des dolomies voisines.

visibles dans l'auréole de transformation où elles demeurent disposées comme au coeur de l'enclave (fig.49). Ces chlorites sont du type shéridanite (Echantillon 2 - IIème Partie - chapitre 2); elles diffèrent de celles que l'on trouve dans les fissures des pegmatites du mur, qui sont des corundophyllites. Les éléments mineurs dans les chlorites sont les mêmes que ceux décelés dans les pegmatites : Be, Ni, Mn, Sn, V, Ti et Cu.

3 - Description du talc.-

Le talc, massif, de couleur blanche ou verte, est étroitement lié aux niveaux dolomitiques. La talcification se développe à partir des moindres fissures et progresse vers le centre des amandes de dolomite (fig.50). On observe, finalement, une épigénisation totale de certains bancs de dolomie. Certains échantillons de talc montrent, d'ailleurs, le même rubanement que les dolomies avec, ici, une alternance de lits blancs de talc, et de lits sombres essentiellement chloriteux avec des minéraux opaques.

Du talc, très blanc, apparaît aussi en veinules dans les micaschistes et les quartzites très chloritisés qui entourent les lentilles de dolomie, ainsi que dans les fractures des pegmatites.

Les observations au microscope polarisant montrent le talc, en lamelles de 100 à 300 μ, se développant aux dépens de cristaux de dolomite fortement corrodés (fig.51) ou en lamelles de 15 à 20 μ, isolées au milieu des chlorites, en l'absence de toute trace de dolomite (fig.52).

Outre les chlorites, les minéraux associés au talc sont : le rutile, le quartz, la calcite, la pyrite et le graphite.

Les monocristaux de quartz (rares) et de calcite * sont analogues à ceux déjà décrits à propos des autres gisements. Les calcites sont légèrement magnésiennes (0,4 à 0,2% de MgO), dépourvues de fluor et les seuls éléments mineurs sont Mn (700 g/t) et Cu (5 à 10 g/t).

Les cristaux de pyrite s'identifient tant par leur forme que par leurs éléments mineurs, à ceux qui se trouvent dans les dolomies. Des paillettes de talc de cinq à dix millimètres sont disposées, très souvent, en auréoles autour de ces pyrites. La pyrite est un minéral trop commun, formé d'éléments trop mobiles pour que sa présence dans les talcs et les dolomies, même sous faciès identique, porte un témoignage probant de la filiation dolomie-talc.

Mais cet argument est donné par la présence de graphite dans les talcs (0,6 % d'après un dosage au bioxyde de sodium). La proportion déterminée est en harmonie avec celle qui a été trouvée dans la dolomie voisine dans l'hypothèse d'une épigénie. D'autre part, le graphite se présente avec les mêmes dimensions et les mêmes formes que dans les dolomies (fig.53). Il est évident que, préexistant dans les dolomies, il ne pouvait être dissous par de simples solutions hydrothermales, ni éliminé mécaniquement par les microfissures de la roche, et qu'on devait le retrouver dans le talc. On constate d'ailleurs que les talcs liés à des dolomies non graphiteuses ne sont jamais graphiteux.

---

* Au pied de la falaise calcaire, au Nord du gisement, apparaît un dyke de calcite dont l'origine ne peut être attribuée, comme l'avaient noté J.Thiébaut et al (1968), à la seule précipitation du calcium libéré par la talcification des dolomies; il correspond vraisemblablement, à la précipitation du calcium libéré par la dissolution de la calcite des calcaires voisins, auxquels il est étroitement lié.

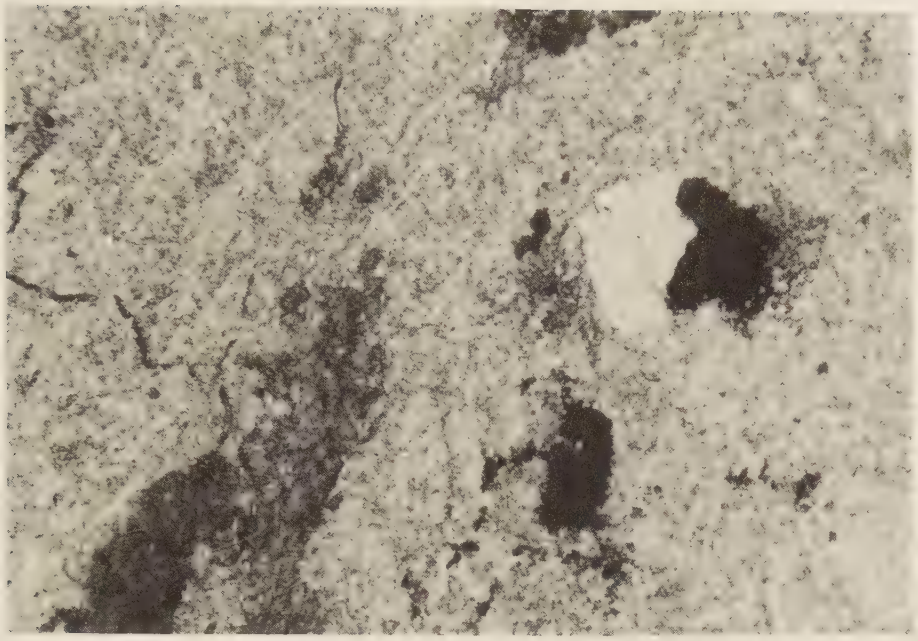


Fig. 51 - L.P. × 40.- Lamelles de talc se formant au contact de cristaux de dolomite (en brun).

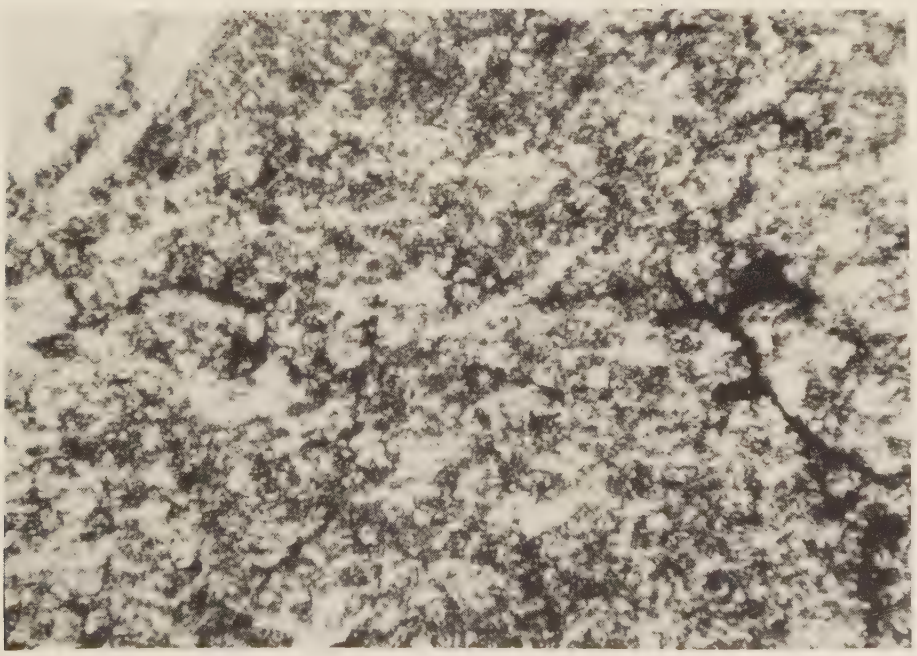


Fig. 52 - L.P. × 40 - Lamelles de talc isolées au milieu des chlorites.

4 - Description des chlorites.-

Le talc accompagne la chlorite, formée par transformation de micaschistes et de quartzites. La couleur des échantillons varie du noir au vert-foncé.

Les examens microscopiques montrent que chloritoschistes et quartzites chloritisés diffèrent, essentiellement, par la taille et la disposition des lamelles de chlorite. Celles-ci se réunissent en agrégats fibreux de 100 à 200 μ de diamètre dans les chloritoschistes et se disposent suivant la schistosité initiale de la roche, tandis que les chlorites se présentent en particules très ténues, de diamètre moyen 20 μ, sans orientation préférentielle dans les quartzites. Les chlorites sont toujours associées à du talc et à de la pyrite, en fines inclusions, parfois à du rutile, notamment dans les chloritoschistes situés au mur du gisement. L'absence de gros cristaux de pyrite, et surtout de graphite, confirme que chlorite et talc dérivent de roches mères de nature différente. Les études minéralogiques distinguent deux types de chlorite : la shéridanite dans les chloritoschistes (Echantillons 3 et 4 - IIème partie - chapitre 2), le clinochlore dans les quartzites (échantillon 5 - IIème partie - chapitre 2).

VII - LES CONCENTRATIONS DE TALC A TRIMOUNS.-

1 - Morphologie du gisement.-

La différence essentielle avec le gisement de Montferrier réside dans l'extension de la couche minéralisée, qui est visible sur plus d'un kilomètre et fait de Trimouns le plus grand gîte de talc d'Europe.

La couche de talc est orientée N 10° E, avec un pendage général vers l'Est, très difficile à préciser, car il est soumis à des variations liées à la troisième phase de déformation,

responsable des plis en "∞". Sur la fig. 54, qui représente une partie Ouest du chantier, les couches de talc sont presque horizontales (h), puis se redressent fortement (r). Ceci apparaît encore dans l'axe du travers-banc (fig.35) : le pendage de la zone talqueuse s'abaisse graduellement de 45° à 20°, marquant une tendance à l'aplatissement, puis augmente jusqu'à 70°. Cet enfoncement explique qu'un sondage vertical, implanté à l'Est de la carrière, soit resté dans les formations du toit après 370 mètres de profondeur.

Cependant, au Nord et au Sud du chantier principal, ainsi qu'à l'exploitation des "Fourmis" et au Pic d'Ourlès, la couche de talc est redressée et son pendage oscille entre 40° et 65° Est. Bien qu'il soit difficile d'observer la stratification (So) dans un matériel aussi plastique que le talc, un affleurement situé dans le chantier Nord permet de la mettre en évidence (fig.55). Cette stratification So est plissée et la schistosité S_2 confondue avec le plan axial du pli est orientée N 60°. Cette direction est identique à celle donnée par la phase tectonique majeure, responsable des décollements locaux ; le talc et les chlorites qui lui sont associées sont antérieurs ou contemporains de cette phase de plissement.

La puissance de la zone talqueuse déduite des travaux de recherches (sondages, travers-banc) ou d'exploitation (carrière, anciennes galeries actuellement inaccessibles) montre aussi d'importantes variations. Réduite au Nord, elle s'élève jusqu'à 40 à 50 mètres vers le milieu du chantier, pour décroître à nouveau vers le Sud. Un sondage incliné à 30° effectué à l'Ouest des nouveaux bâtiments, l'a reconnue sur 20 mètres environ ; au chantier des Fourmis, elle serait de 15 m. Enfin, un sondage vertical au Pic d'Ourlès a trouvé le talc entre 22,50 m et 41,35 m , associé à des pegmatites, des micaschistes talquifiés et des calcaires dolomitiques ; compte tenu du pendage de 60 à 65° E, la puissance serait de 9 à 10 mètres.

Fig. 54 - Variations de pendage dans les talcschistes de la carrière de Trimouns.

Fig. 55 - Stratification So plissée, la schistosité S_2, orientée N 60° confondue avec le plan axial du pli.

La puissance diminue, aussi, avec la profondeur comme l'indique le profil tracé dans l'axe du travers-banc (fig.35). Elle serait 40 m au niveau 1740, 30 m au niveau 1650 et 25 m , environ, au niveau 1500. Cette valeur est déduite d'un sondage vertical effectué à la côte 580 dans le travers-banc ; la zone talquifiée apparaissant entre 89,35 m et 135 m.

Ainsi, les différences de pendage et de puissance permettent d'expliquer les grandes variations de largeur de la zone d'exploitation :

- Nord de la carrière	: niveau 1700	: 15 m - 30 m - 7 m.
	niveau 1680	: 7 m - 22 m - 11 m.
	niveau 1660	: 6 m - 12 m - 10 m.
- A hauteur du plan incliné	: niveau 1700	: 45 m.
	niveau 1680	: 105 m.
	niveau 1660	: 105 m.
- Axe du travers-banc	: niveau 1700	: 66 m.
	niveau 1680	: 45 m.
	niveau 1660	: 40 m.
- Sud de la carrière	: niveau 1660	: 25 m.

La zone exploitée est constituée par l'alternance irrégulière de couches de talc et de chloritoschistes, ce qui explique le mode d'exploitation actuel où les différentes variétés sont triées à la main. Au sein de cette formation apparaissent de nombreuses inclusions de nature différente : dolomies, quartzites, pegmatites, et cornéennes du mur. La présence de ces dernières, au sein de la couche de talc, doit être attribuée à des replis tectoniques, dus à la troisième phase de déformation.

Les dolomies forment des enclaves de faible extension, localisées essentiellement dans les horizons de talc blanc.

Les quartzites, de couleur noire, sont composées de quartz, phlogopite, chlorite et minerais sulfurés : pyrite et pyrrhotite.

Les pegmatites sont identiques à celles qui ont déjà été décrites à Montferrier, avec leur réseau de fractures et leur auréole d'altération en chlorite (fig.56). Elles ont été étudiées par H.J.Zwart (1953) qui signale, à côté des pegmatites classiques, des roches essentiellement constituées de muscovite, en très grandes lames, et d'apatite, ainsi que des pegmatites à grains fins, riches en quartz. Cependant, au contact d'une lentille de pegmatite située dans le chantier Sud, apparaissent dans les dolomies non transformées, des fibres de trémolite, partiellement rétromorphosées en talc.

Fig. 56 - Enclave pegmatitique dans le talc, montrant l'auréole de chlorite.

Les éléments mineurs décelés dans différents échantillons de pegmatites sont : Be (3 à 5 g/t), B (10 à 100 g/t), Mn (70 g/t), Ni (5 à 10 g/t), Sn (10 à 1000 g/t), Li (50 à 100 g/t), et Ti (10 à 100 g/t).

2 - Description du talc.-

Le talc le plus pur est lié, comme à Montferrier, à des dolomies et représente environ 5 à 10 % de la production annuelle; il est donc localisé de préférence au toit du gisement. Toutefois, comme les lentilles de dolomie sont réparties de façon irrégulière dans les séricitoschistes, du talc blanc peut apparaître, aussi, vers le mur du gisement.

Certains échantillons de talc présentent, comme à Montferrier, le rubanement caractéristique des dolomies. Ils se présentent, généralement, en masses compactes (stéatites); cependant, les lamelles peuvent, aussi, prendre une orientation préférentielle (talcschistes).

Mais du talc apparaît aussi dans les formations voisines des dolomies:

- dans les chloritoschistes, il forme des veines de 10 à 15 centimètres de puissance;
- dans les quartzites, très mylonitisées, il apparaît proche des formations du mur.
- dans des diaclases des dolomies ou de la couche de talc perpendiculaires à la direction générale des couches, il se présente en lamelles blanches, monocristallines, disposées normalement aux épontes; certains cristaux, centimétriques, placés au voisinage de monocristaux de calcite, permettent de distinguer des terminaisons géométriques nettes, rappelant celles que P.Niggli (1927) a décrites et qu'il a notées c (0001), ω (3031).
- Là où les dolomies, non transformées, contiennent de la trémolite, celle-ci est rétromorphosée en talc.

Les examens microscopiques, effectués sur les échantillons de stéatite, ont révélé une certaine orientation des lamelles, que H.J.Zwart (1953) a justement attribuée à des contraintes tectoniques responsables de l'écrasement des cristaux de dolomite et contemporaines de la formation du talc.

Par contre, dans les chloritoschistes, les paillettes de talc ont la même orientation que les lamelles de chlorite (fig.57); des aiguilles de rutile paraissent localisées dans les lits chloriteux.

Dans les quartzites très transformées, les lamelles de talc se développent au contact de cristaux de quartz très corrodés (fig.58).

La taille des lamelles de talc varie généralement avec la nature des roches auxquelles elles sont associées : elle peut atteindre 500 µ dans les dolomies et oscille entre 20 µ et 100 µ dans les chloritoschistes et les quartzites.

Enfin, les lamelles de talc prélevées dans les diaclases renferment des cristaux aciculaires, réunis en gerbe, dont le relief et la biréfringence sont plus élevés que ceux du talc. Les propriétés optiques (pléochroïsme du jaune-pâle (ng) au jaune-brun (np), allongement +, extinction droite) caractérisent l'antigorite.

3 - Description des chlorites.-

Les chlorites sont très abondantes et peuvent constituer le minéral dominant dans certains horizons (chloritoschistes). Nous avons vu que des chlorites se disposent, aussi, en auréole autour des pegmatites.

La couleur des chloritoschistes varie du gris-clair au gris-foncé, suivant les proportions de pyrite et de rutile dispersés en fines inclusions.

Examinées au microscope, les chlorites liées aux pegmatites sont un peu plus biréfringentes que celles des chloritoschistes. Ces différences optiques traduisent la présence de deux variétés de chlorite; les études minéralogiques (IIème Partie, chapitre 2), mettront en évidence la shéridanite (2) dans les chloritoschistes, et le clinochlore (3) dans les franges d'altération des pegmatites(Chapitre II - 2ème partie).

Fig. 57 - L.P. x 40 - Lamelles de talc dans un chloritoschiste.

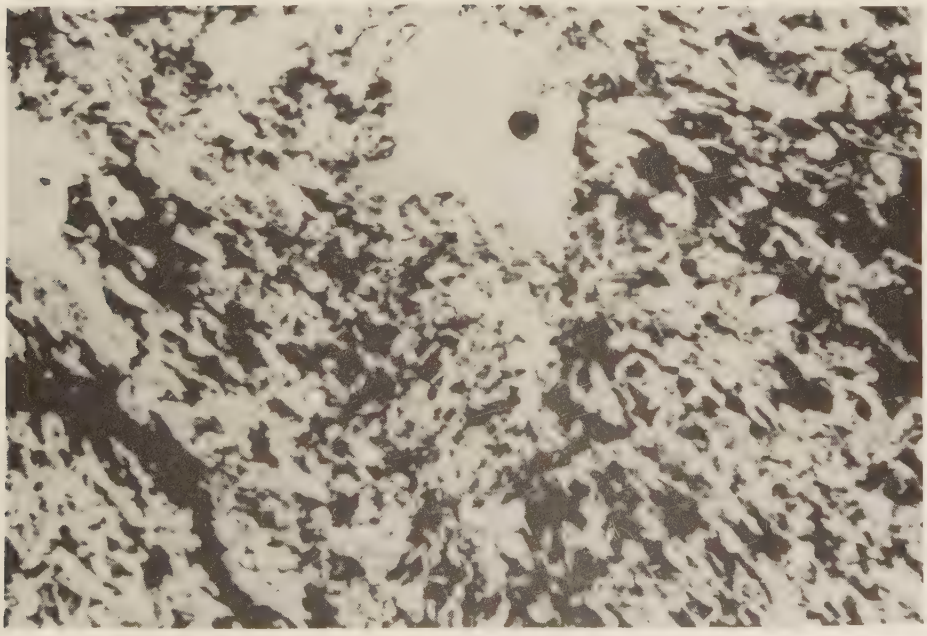


Fig. 58 - L.P. x 40 - Lamelles de talc se développant au contact de cristaux de quartz très corrodés.

4.- Minéraux divers associés au talc.-

Les minéraux associés au talc et aux chlorites sont la trémolite et le phlogopite, la pyrite et la pyrrhotite.

a)- La trémolite, associée à un filon de quartz au Pic d'Ourlès (A.Lacroix-1901), est aussi présente en faibles quantités au mur du gisement ou au contact de filons de pegmatites (chantier Sud). Sa rétromorphose en talc rend sa détermination difficile. Le talc est toujours associé à de la calcite et, parfois, à du phlogopite.

b)- La pyrite, a été rencontrée au sein du talc avec des formes identiques à celles des pyrites des dolomies du toit. Cependant, A.Lacroix (1901) a signalé, aussi, des cubes particuliers, allongés suivant l'axe quaternaire, ce qui donne à ces cristaux l'aspect de prismes quadratiques. Ces pyrites sont disposées suivant des veines où alternent talc et chlorite. La plupart des éléments mineurs paraissent indépendants de la forme des pyrites (Mn, Ni,Co) ; toutefois, les pyrites cubiques renferment de l'arsenic (1000 g/t).

c)- La pyrrhotite, signalée par A.Lacroix (1901), n'est pas très fréquente. Les échantillons sont diaclasés et toutes les fissures sont colmatées par du talc. La diffractométrie (fig.59) montre deux raies d'intensité différente : l'une forte à 2,0666 Å (102), l'autre plus faible à 2,0531 Å ($20\bar{2}$). La coexistence de ces deux raies indique l'association pyrrhotite hexagonale - pyrrhotite monoclinique, dont les proportions déduites de l'abaque de R.G.Arnold (1966) qui exprime la variation du rapport des intensités $\frac{I\ (102)}{I\ (102) + I\ (20\bar{2})}$ en fonction du pourcentage en poids de pyrrhotite hexagonale, seraient respectivement : 60 % et 40 %.

Il est probable que la pyrrhotite contenue dans les formations du toit et la pyrrhotite de la couche de talc ont la même origine, liée à une phase tardive de mise en place des pegmatites; toutes deux devaient être hexagonales comme l'est encore la pyrrhotite du toit. La présence de la forme monoclinique dans la couche de talc traduit, vraisemblablement, un remaniement par les solutions qui donnaient naissance au talc. R.G.Arnold (1969) a montré, en effet, que la pyrrhotite hexagonale, stable au-dessus de 297° C, se transforme partiellement ou totalement en pyrrhotite monoclinique au-dessous de cette température ; d'autre part, R.A.Yund et H.T.Hall (1969) ont souligné que la transformation est très lente, ce qui aboutit fréquemment à des mélanges.

On peut donc penser, et nos observations le confirmeront, que la température de formation du talc était inférieure à 297° C et s'est maintenue pendant un temps assez long pour qu'apparaisse en proportion importante la pyrrhotite monoclinique.

Enfin, les éléments mineurs sont identiques à ceux des pyrrhotites des formations du toit, avec des teneurs plus faibles en Ni (200 g/t) et en Co (300 g/t).

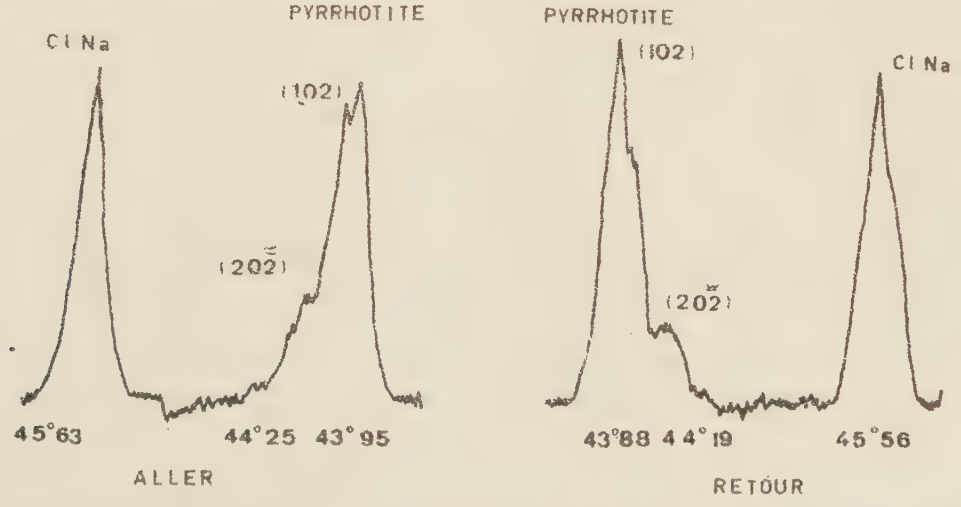


Fig.59.- Enregistrement diffractométrique des raies (102) et (20$\bar{2}$) de la pyrrhotite de la couche de talc, mêlée à Nacl dont la raie à 1,994 (220) sert de repère (Diffractomètre Philipps - vitesse de rotation 1/4 de degré 2θ par minute, dans l'intervalle 2 θ 43°-46°, en aller-retour avec la radiation Kα Cu

VIII.- HYPOTHESES SUR LA FORMATION DES GISEMENTS DE TALC DE MONTFERRIER ET DE TRIMOUNS.-

Les observations précédentes montrent que ces deux gisements découlent d'un même processus de formation, où interviennent simultanément des phénomènes tectoniques favorisant des circulations hydrothermales et la présence de dolomies emballées dans des séricitoschistes associés à des quartzites.

Nous distinguerons différentes phases dans la formation de ces gisements :

1 - Phase de métamorphisme général.-

A cette phase, nous rattachons la formation des migmatites, des micaschistes à biotite, à biotite et muscovite, des calcaires à forstérite - trémolite - épidote, des schistes à séricite et à andalousite, la recristallisation des dolomies et des calcaires (Montferrier), ainsi que la formation des pyrites et du graphite.

2 - Mise en place d'intrusions granitiques.-

H.J.Zwart (1953) a décrit, au voisinage des deux gisements, des laccolites de granite, qu'il qualifie d'orthogneiss à cause de leur nature intrusive et de leur schistosité, acquise sous des contraintes tectoniques. Leur mise en place, contemporaine de la formation des migmatites, aurait été accompagnée par des venues pegmatitiques ou aplitiques dont les filons de quartz constituent les manifestations les plus acides. La mise en place des roches éruptives se serait faite au début de l'orogenèse hercynienne [E.Raguin (1951), A.Mangin (1967)] .

De telles venues sont responsables :

- de la formation des trémolites, avec libération de calcite (L.Capdecomme-1950) :

$$5\ Ca\ Mg\ (CO_3)_2 + 8\ SiO_2 + H_2O \rightarrow (OH)_2\ Mg_5\ Ca_2\ Si_8O_{22} + 5\ CaCO_3 + 7\ CO_2$$

- de la présence des pyrrhotites, associée parfois à un peu de chalcopyrite.

3 - Phase de déformation majeure de l'orogenèse hercynienne et formation hydrothermale du talc.-

Cette phase est caractérisée par des plis d'axe N 60°, visibles dans les formations du toit, du mur et dans la couche de talc. Lors de la contrainte tectonique, responsable de ces plis, la série silurienne a chevauché localement les terrains cambro-ordoviciens, entrainant la gneissification des granites intrusifs, l'écrasement des dolomies et des roches encaissantes. Les déformations des cristaux de quartz décrites par A.Lacroix (1891) pourraient être, aussi, attribuées aux mêmes phénomènes.

Cette phase de déformation a été accompagnée de venues hydrothermales responsables de la chloritisation des roches silicoalumineuses, suivie de la talcification des dolomies.

Les observations faites sur ces deux gisements ont montré :

- que le talc, lié à la transformation des dolomies, représente une faible proportion des phyllites formées ;
- que le talc est, toujours, associé à des chlorites qui peuvent constituer le minéral dominant et former alors des chloritoschistes.

On a pu songer, pour la formation du talc, à une action directe de la silice, apportée par les solutions lors de la mise en place des intrusions granitiques, sur les dolomies ; mais cette hypothèse est infirmée par les faits :

a)- la formation du talc est postérieure à la mise en place des filons de pegmatite et de quartz, issus du granite ;

b)- des dolomies, recoupées par des intrusions granitiques, connues dans les terrains primaires pyrénéens (Counouzouls,Ustou), n'ont montré que des lentilles de talc de très faible extension et jamais de gîte important.

Pour expliquer l'abondance des chlorites, on pourrait :

a)- envisager la présence à Trimouns et à Montferrier, d'un horizon de marnes dolomitiques (H.J.Zwart-1953), source d'alumine

et de magnésie nécessaire à la formation de ces phyllites ; cependant on ne connaît pas dans les Pyrénées de tels niveaux dans les terrains primaires Silurien ou Ordovicien (S.Aranitis - 1967) ;

b)- envisager un apport d'alumine, avec la silice, par les solutions pneumatolytiques; mais cette hypothèse est peu probable, car l'alumine est très difficilement transportée par les solutions.

On est conduit à considérer l'alumine comme un composant des roches originelles : séricitoschistes, quartzites alumineuses, pegmatites. Les transformations, observées, de telles roches en chloritoschistes, ne peuvent pas s'expliquer par un simple apport de silice, puisque les chlorites exigent pour leur formation des quantités importantes de magnésium. Cela mène à concevoir des solutions hydrothermales, riches en magnésie, ayant réagi :

a)- sur les roches silico-alumineuses pour former :

- la shéridanite à partir des micaschistes à biotite et muscovite, des séricitoschistes ou des pegmatites inclus, dans le gîte proprement dit de Montferrier ;
- le clinochlore, aux dépens des quartzites alumineuses (Montferrier) ou des pegmatites à tendance aplitique (Trimouns) ;
- la corundophyllite, dans les diaclases des pegmatites les plus éloignées de la zone talqueuse (Montferrier) ;

b)- sur les roches siliceuses (quartzites) pour former du talc (Trimouns, Montferrier) ;

c)- sur les calcaires bleus pour former des dolomies brunes, d'épigénie tardive à Montferrier.

Nous avons vu, lors de l'étude des gisements de Reynès et de Caillau, que les réactions de chloritisation s'accompagnent d'une libération importante de silice. Celle-ci a réagi sur les dolomies pour donner le talc massif; la naissance du talc aux joints des cristaux de dolomite dans les formations du toit,

l'épigénisation parfois totale des bancs de dolomie en talc, avec libération de calcium individualisé en partie sous forme de monocristaux de calcite, la présence de graphite et de pyrite dans le talc ainsi que dans les dolomies originelles confirment ce mode de formation.

Accessoirement, les solutions hydrothermales ont pu déposer du talc en grandes paillettes, avec de l'antigorite, dans des diaclases des chloritoschistes ou dans des géodes des dolomies.

La formation de talc à partir de trémolite est une rétromorphose, possible dans un milieu riche en CO_2 ; elle montre, en outre, que cette amphibole n'était plus stable dans les conditions hydrothermales de formation du talc.

Enfin, la transformation partielle de pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique dénote un abaissement de la température des solutions thermales qui ont donné naissance aux chlorites et au talc.

4 - Phase de déformation tardi-hercynienne.-

Cette phase a formé des plis en " ω " qui permettent d'expliquer les variations de pendage des talcschistes et des chloritoschistes, ainsi que la présence des formations du mur au sein de la couche de talc.

En somme, les gisements du St-Barthélémy, situés dans des accidents chevauchants qui ont provoqué le broyage et la fissuration des dolomies et des formations encaissantes, ont été formés par l'action de solutions hydrothermales magnésiennes, postérieurement à la mise en place des pegmatites et sans rapport avec elles. Ces solutions ont transformé les roches silico-alumineuses en chloritoschistes, les roches siliceuses en talc et la silice libérée a réagi sur les dolomies pour donner du talc.

- IIème PARTIE -

ETUDE MINERALOGIQUE DES TALCS ET DES CHLORITES

ET

CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES TALCS PYRENEENS

- CHAPITRE I -

ETUDE MINERALOGIQUE DU TALC

Les études minéralogiques : dosages des éléments essentiels et des éléments mineurs, analyses thermiques différentielles et pondérales, ainsi que les diagrammes de rayons X, ont été réalisées sur des échantillons de talc choisi parmi les plus purs des différents gisements étudiés. Nous avons, en outre, examiné deux échantillons typiques prélevés :

- l'un au contact micaschiste-dolomie à Reynés (2)
- l'autre, en grandes lamelles, associé à de l'antigorite dans des diaclases de la couche de talc à Trimouns (2).

I.- ANALYSES CHIMIQUES.-

1.- Eléments essentiels.-

Les compositions chimiques (tableau 14) sont très voisines de celle du talc idéalement pur, excepté pour les échantillons de Reynès (2) et de Trimouns (2). On constate, en général:

- de légères teneurs en alumine attribuables à la chlorite (les fortes teneurs en alumine des analyses 2, des échantillons de Reynès et de Trimouns, traduisent simplement des teneurs en chlorite plus importantes) ;
- une prédominance du fer ferreux sur le fer trivalent, lorsque la distinction a été faite.

Corneilla de Conflent		Reynès 1		Reynès 2		Caillau	
%	millimoles p/100 g	%	millimoles p/100 g	%	millimoles p/100 g	%	millimoles p./100 g
60,5	1008	60,7	1011	56,3	938	60,6	1010
-	-	-	-	0,2	3	-	-
0,4	4	0,9	9	2,9	28	0,2	2
-	-	1,7	11	2,2	14	-	-
0,45	6	-	-	3,2	44	1,9	26
0,5	9	-	-	1,3	23	-	-
32,1	802	31,3	782	28,4	710	32,1	802
0,2	2	-	-	-	-	-	-
0,2	3	0,1	2	-	-	0,1	2
4,9	272	4,8	266	5,5	311	5,1	283
99,25		99,5		100,0		100,0	

Montferrier		Trimouns (1)		Trimouns (2)	
%	millimoles pour 100 g	%	millimoles pour 100 g	%	millimoles pour 100 g
60,8	1013	59,8	996	48,5	808
-	-	-		-	
0,3	3	1,0	1	10,5	102
-	-	0,9		1,5	
1,7	24				
-	-	-		-	
31,7	792	32,8	820	32,0	800
-	-	-		-	
0,1	1	0,1	1	-	
5,1	283	4,7		8,1	506
99,7		99,3		100,6	

Tableau 14 : Analyses chimiques des talcs des différents gisements étudiés.

La teneur en CaO traduit la présence de calcite dans l'échantillon de Corneilla-de-Conflent et la présence de calcite et de sphène, dans l'échantillon de Reynès (2) qui contient 0,2 % de TiO_2.

2.- Eléments mineurs.-*

D'après le tableau 15 :

- les oligoéléments sont toujours en très faibles teneurs ;
- leur concentration augmente avec la teneur en chlorite ;
- les concentrations en fluor sont toujours inférieures à quelques centaines de g/t, excepté à Reynès où elles sont comprises entre 0,1 et 0,2 %.

Les teneurs en titane anormalement élevées correspondent à la présence de sphène.

II - ANALYSES THERMIQUES.-

1.- Analyses thermiques différentielles.-

La décomposition du feuillet "talc", caractérisée par un crochet endothermique entre 850°C et 1000°C (fig. 60), domine le comportement thermique des différents échantillons (sauf Trimouns 2). Ce crochet subit quelques modifications liées à la dimension des cristaux ou à la présence d'autres constituants.

Les réactions supplémentaires, endothermiques à 600°C - 640°C, 840°C et exothermique à 875°C, visibles sur les courbes des échantillons de Reynès 2 et Trimouns 2, concernent la chlorite et s'accordent avec les teneurs, plus fortes, en alumine, décelées par analyse chimique.

L'inflexion de la branche descendante du 2ème crochet endothermique de la courbe Trimouns 2, peut être attribuée à l'antigorite décelée au microscope.

---

* Ces éléments ont été dosés par spectrographie d'émission ; seul, le fluor a été dosé par voie humide.

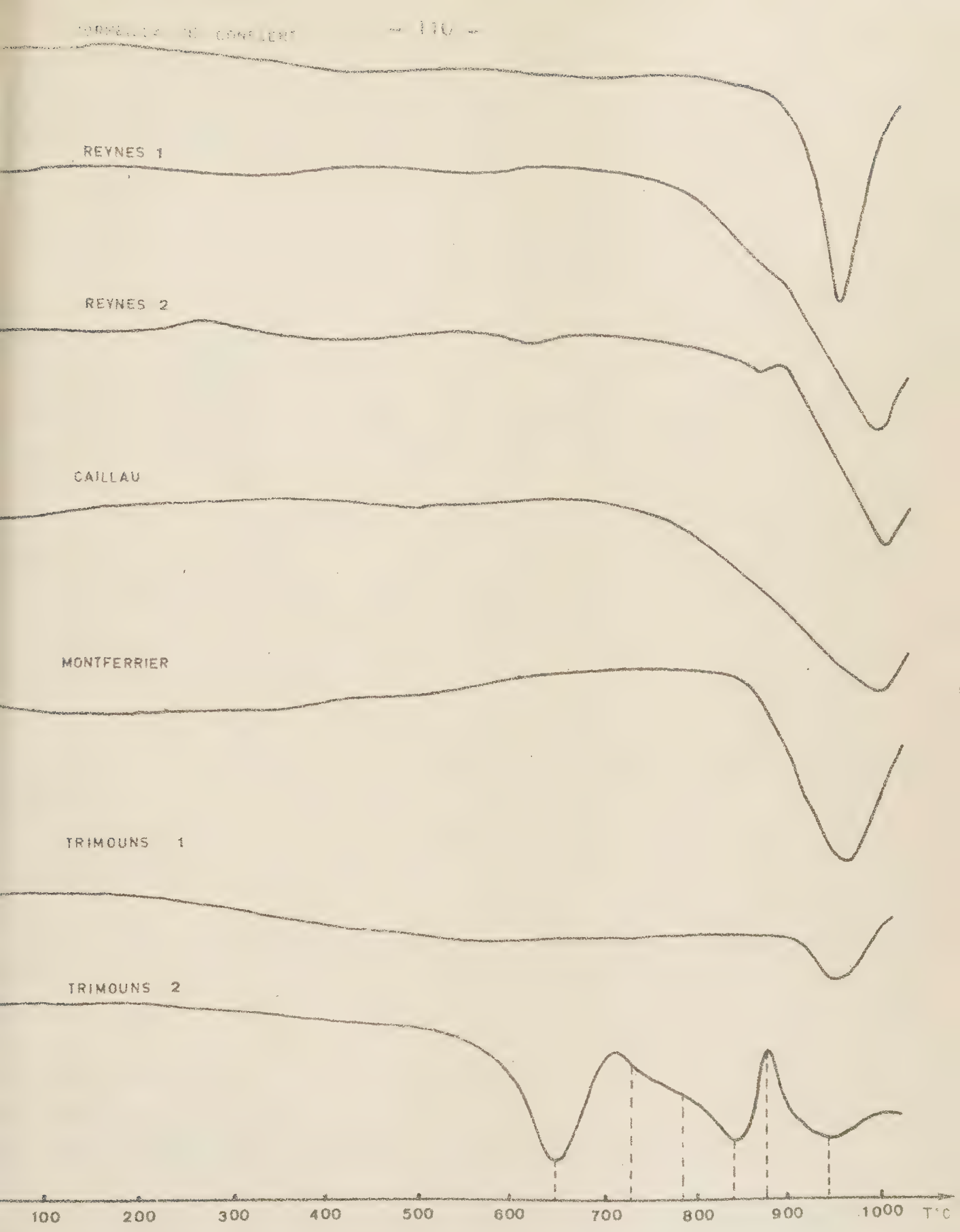


Fig. 60 - Courbes d'analyse thermique différentielle au "talc" des différents gisements (Vitesse de chauffe 10°/C par minute).

Eléments mineurs / Gisements / Lieu de prélèvement	F %	Mn g/t	Pb g/t	Ga g/t	V g/t	Ni g/t	Cu g/t	Zn g/t	Ti g/t	Sn g/t	Li g/t
Corneilla de Conflent :											
Talc *	0,020	10	-	-	-	-	20	-	10	-	
Coupe A - (fig.3)	0,055	5	-	-	10	10	20	-	200	-	
Coupe C - (fig.3)	0,025	30	-	-	10	-	-	-	70	-	
Coupe D - (fig.3)	0,040	5	-	-	-	-	20	-	30	-	
Reynès :											
Talc dans calcaires dolomitiques	0,18	50	10	1	-		10	-	10	-	
Talc dans les calcaires dolomitiques *	0,13	100	10	1	-	10	10	-	100	-	
Talc contact calcaire-micaschistes*	0,074	100	20	1	100	20	100	-	1000	⩽10	
Talc dans chlorite- niveau - 77	0,074	100	10	1	⩽10	50	10	-	200	-	⩽10
Talc dans chlorite - niveau - 44	0,057	100	10		10	10	10		50	-	-
Caillau :											
Talc 1* (Anal.ch. p.55)	0,03	30			-			-	600		
Talc 2* (Anal.ch. p.55)	0,03	30			-			-	400		
Qualité commerciale bleue	0,075	70			100			-	1000		
" " jaune	0,080	70			70			-	1000		
" " verte	0,120	70			100			-	2000		
Montferrier :											
Talc Fangas	⩽0,015	10	5			⩽10			10		
Talc Ouest Col de la Porteille	⩽0,004	10							10		
Trimouns :											
Talc 1*	⩽0,004	10	-			10	10		10		
Talc 2*	⩽0,004	20	100			10			50		
Talc dans chlorite	⩽0,004	20	-			-	-		50		
Talc trémolite	⩽0,004	50	-			-	-		10		
Talc en paillettes dans les dolomies du toit	⩽0,010	10	5			10	10		10		

Tableau 15 : Dosage des éléments mineurs dans les différents échantillons de talc. Les échantillons suivis d'un"astérisque" sont ceux qui figurent dans le tableau 14.

2.- Analyses thermiques pondérales.-

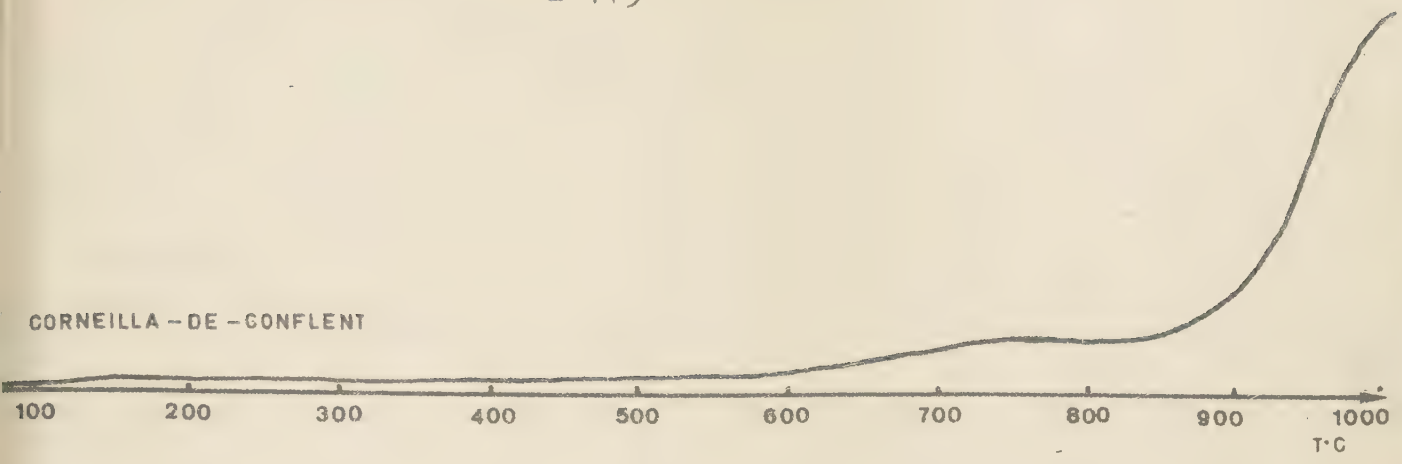
Les courbes d'A.T.P. (fig. 61 a et b) montrent toujours, entre 450° C et 850° C, une perte de poids due à la chlorite. Par contre, nous n'avons jamais retrouvé le gain de poids signalé par S.Aranitis entre 100° C et 800° C. Le tableau 16 donne les pertes de poids enregistrées pour les échantillons de talc les plus purs; les teneurs en talc, déduites des pertes de poids dues au départ des hydroxyles du feuillet talc (R.Clerc-1945), sont, respectivement : Corneilla-de-Conflent (95 %), Reynès (94 %), Caillau (94 %), Montferrier (96 %) et Trimouns (94 %).

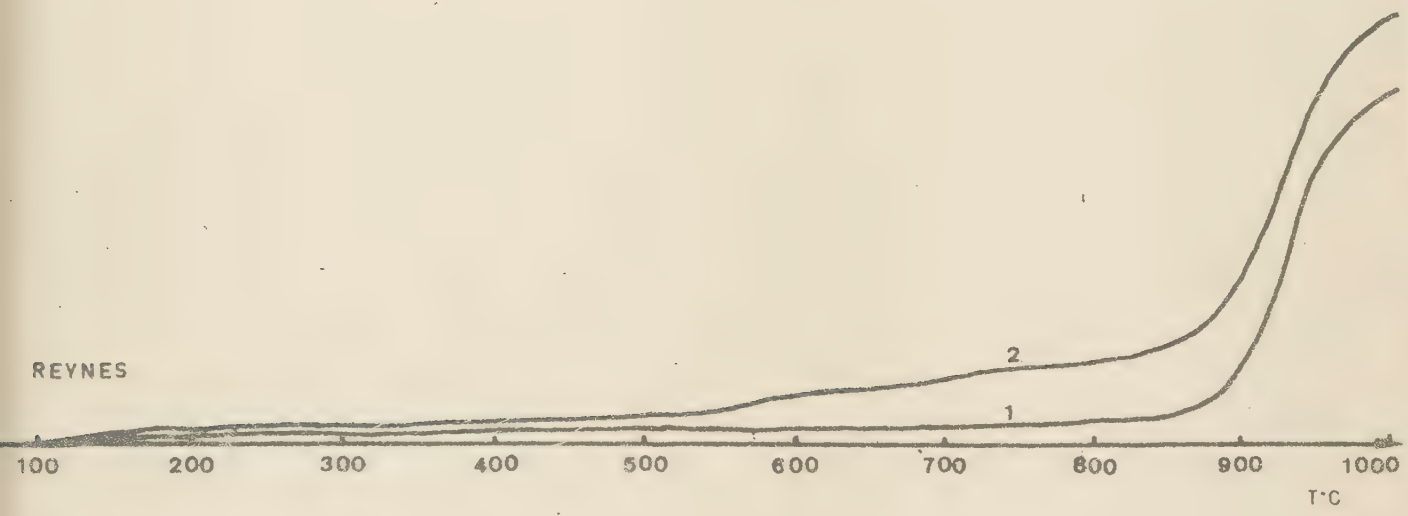
t -	Corneilla		Reynès 1		Caillau		Montferrier		Trimouns 1	
	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%
ad-	50-200°	0,10								
on	250-460	0,10	80-200	0,07	20-400	0,4	20-200	0,20		
te	460-840	0,45	525-860	0,12	400-720	0,4	520-770	0,20	580-860	0,25
	850-1020	4,55	860-1000	4,44	720-1000	4,4	770-1000	4,56	860-1000	4,45

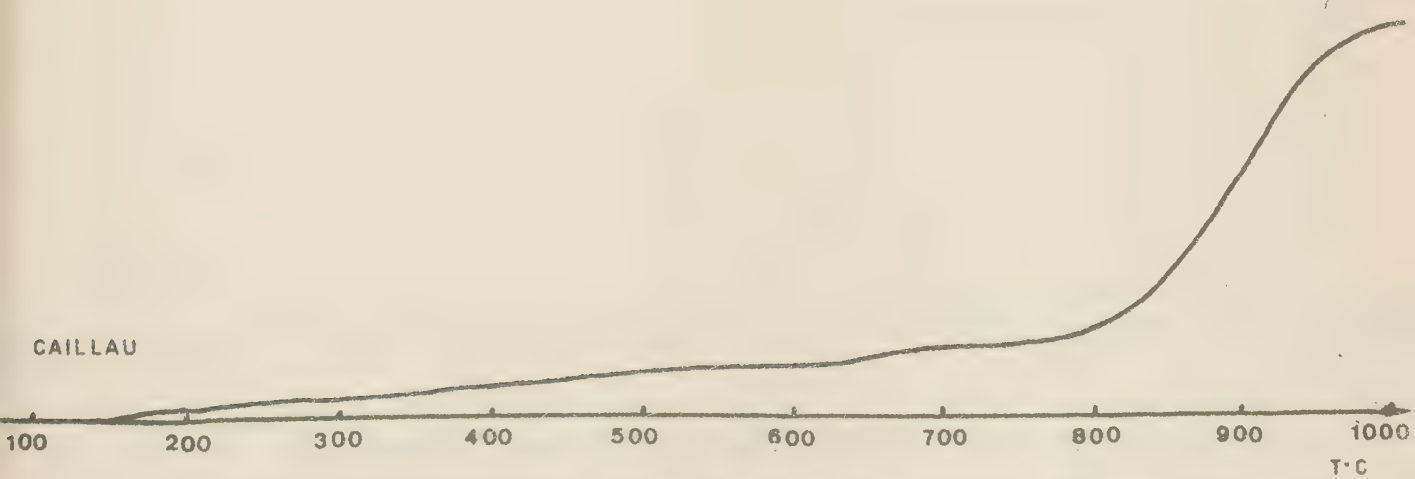
Tableau 16 - Températures de décomposition des feuillets talc et chlorite et pertes de poids correspondantes.

Les échantillons de Reynès (2) et de Trimouns (2) donnent, entre 450° C et 850° C, des pertes de poids plus importantes que celles des échantillons précédents; cela confirme la présence de concentrations plus grandes de chlorite.

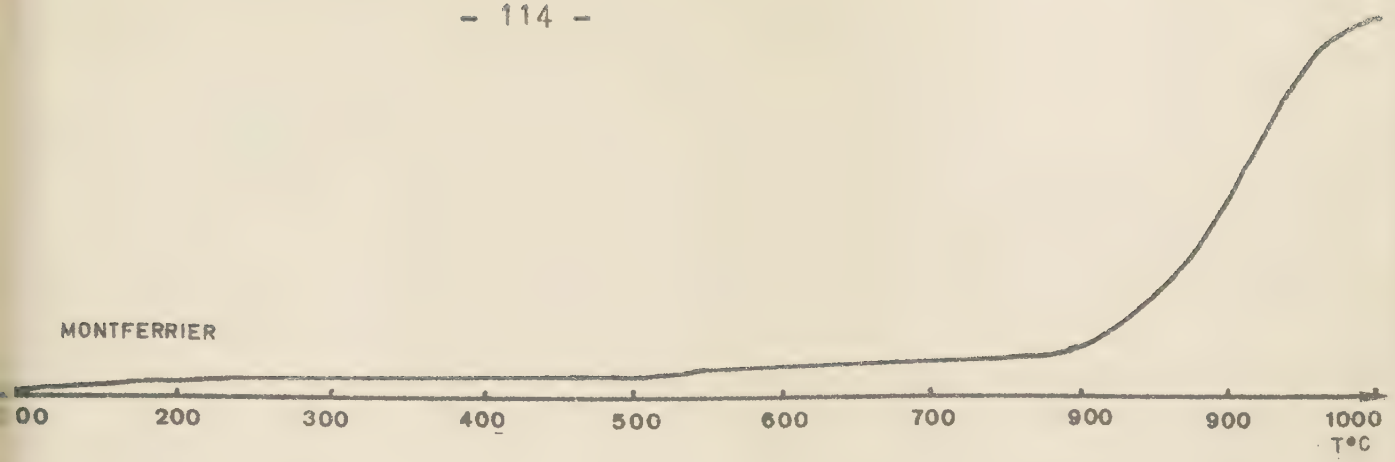
Entre 720° C et 800° C, température où le deuxième crochet de la courbe d'A.T.D. présente une légère inflexion endothermique, que nous avions attribuée à l'antigorite, la courbe d'A.T.P. (Trimouns 2) montre une légère augmentation de pente qui traduit un départ d'eau de 0,45 % environ; le pourcentage d'antigorite, déduit de cette perte de poids, serait de 3,5 %.







g. 61a - Courbes d'analyse thermique pondérale de talc. (Enregistrement à la balance SETARAM - Vitesse de chauffe 10°C par minute).



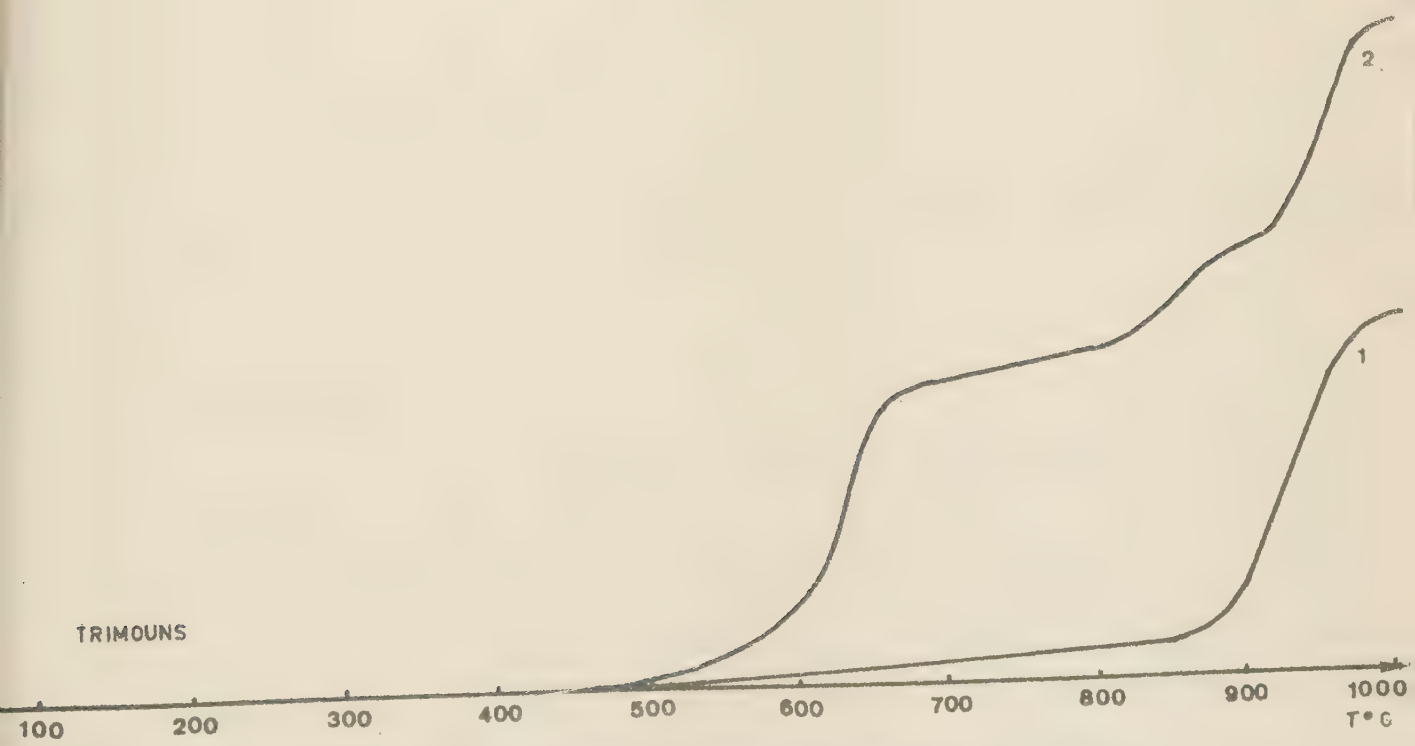


Fig. 61b - Courbes d'analyse thermique pondérale de talc (Enregistrement à la balance SETARAM, Vitesse de chauffe 10°C par minute).

III - DIAGRAMMES DE POUDRE.-

Les diagrammes de rayons X (chambre 360 mm de diamètre, radiation K α Cu), ont donné les équidistances caractéristiques du talc (tableau 17).

Å	I	Plans	D Å	I	Plans
30	F	(002)	1,87	mF	(0010)
60	M.F	(004)	1,72	mF	
11	T.F	(006)	1,52	F	(060)
60	mF.	(200)	1,34	ff	(0014)
48	mF.	(132) (204)	1,32	f	
28	ff.		1,29	f	
26	ff.		1,27	f.f.	
09	ff.	(222) (204)			

Tableau 17 - Tableau donnant les équidistances déterminées sur les talcs Pyrénéens.

IV.- CONCLUSIONS.-

Les études minéralogiques montrent l'identité des talcs des différents gisements. Les moins mêlés d'impuretés renferment encore des chlorites qui apportent de légères teneurs en Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO. Les concentrations en éléments mineurs, particulièrement faibles, varient dans le même sens que la teneur en chlorite qui paraît en être le support. Les concentrations en fluor sont relativement faibles par rapport à celles qui ont été décrites dans d'autres gisements liés à des calcaires dolomitiques (M.Ross et al- 1968), sauf à Reynès où les dolomies, elles-mêmes, se sont révélées plus riches en fluor que dans les autres gisements. On peut donc estimer que les solutions hydrothermales qui ont formé le talc n'apportaient pas de fluor. C'est là une raison d'estimer qu'elles n'apportaient pas non plus de silice extérieure au gisement.

- CHAPITRE II -

ETUDE MINERALOGIQUE DES CHLORITES

L'étude métallogénique a montré l'importance dominante des chlorites dans tous les gisements, sauf dans celui de Corneilla-de-Conflent. Nous allons voir que l'étude minéralogique de ces phyllites (analyses chimiques, thermiques et diffractométriques) permet de distinguer cinq variétés :

1 - Shéridanites.-

- Reynès : échantillon "2", couleur vert-pâle, légèrement talquifié, prélevé au niveau -42 ;

- Caillau : échantillon "1", produit d'altération de cornéennes, carrière B ;

- Montferrier : échantillons "2" prélevé dans l'auréole de transformation des pegmatites situées dans le gisement; "3" et "4" prélevés au toit et au mur de la couche de talc au chantier du Fangas.

- Trimouns : échantillons "1", prélevé entre la couche de talc et les formations du toit (Sud chantier principal, niveau 1720) et "2" au centre du chantier principal, vers le mur du gisement.

2 - Ripidolites.-

- Reynès : échantillon "1" représentatif de la majeure partie du produit extrait (fig.13) et échantillon "3" prélevé dans une fracture au niveau -77.

- Caillau : échantillon "3", prélevé dans une fracture du granite à Cobazet.

3 - Corundophyllites.-

- Caillau : échantillon "2", provenant de l'altération du granite en enclave dans le gisement B ;

- Montferrier : échantillon "1", prélevé dans une fracture des pegmatites à l'Ouest du col de la Porteille.

4 - Clinochlores.-

- Montferrier : échantillon "5", lié à la transformation des quartzites ;

- Trimouns : échantillon "3", dans l'auréole de transformation d'une enclave de pegmatite, de tendance aplitique.

5 - Interstratifiés vermiculite - chlorite.-

- Corneilla-de-Conflent : échantillon prélevé au niveau "B" ;

- Reynès : échantillon "4", associé à du phlogopite, prélevé sur des calcaires au niveau -77.

I.- ANALYSES CHIMIQUES.-

1.- Eléments essentiels.-

Nous avons regroupé dans les tableaux 18 - 19 - 20 - 21 - 22 les résultats des analyses chimiques de ces différents échantillons. Les colonnes 1, 2 et 3 donnent respectivement :

- la nature de l'oxyde dosé ;
- le pourcentage d'oxyde dans l'échantillon ;
- le nombre de millimoles d'oxyde dans 100 gr d'échantillon.

On peut en déduire les constatations suivantes :

- les analyses chimiques des échantillons Reynès 1 et 3, Caillau 3 diffèrent, essentiellement, de celle des autres chlorites par leur teneur élevée en fer divalent, accompagnée par une diminution des teneurs en magnésium, ce qui caractérise des ripidolites ;

	2	3	4 (calcite)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
O_2	28,7	478	-	60	418	Si: 5,24
O_3	20,8	204	-	-	204	Al: 5,11
O_3	-	-	-	-	-	
O	8,3	115	-	-	115	Fe^{++}: 1,44
O_2	-	-	-	-	-	
O	0,2	4	4	-	-	
O	28,7	717	-	45	672	Mg :8,40
O	0,2	2	-	-	2	K :0,05
$_2O$	0,2	3	-	-	3	Na :0,07
$_2O$	12,7	705	-	15	690	
	99,8					

Tableau 18 a :- Analyse chimique de l'échantillon "2" de Reynès et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

2	3	4 (sphène	5 (calcite)	6 (Talc)	7 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
29,2	486	3	-	44	439	Si: 5,39
22,3	219	-	-	-	219	Al: 5,38
1,0	6	-	-	-	6	Fe^{+++} 0,14
6,7	93	-	-	-	93	Fe^{++} 1,14
0,2	3	3	-	-	-	-
1,5	27	3	3	-	21	Ca: 0,25
25,8	645	-	-	33	612	Mg: 7,50
0,1	2	-	-	-	2	Na: 0,05
-	-	-	-	-	-	-
13,3	738	-	-	11	727	-
100,1						

Tableau 18 b :- Analyse chimique de l'échantillon "1" de Caillau et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

1	2	3	4 (sphène)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
SiO_2	28,7	478	5	37	436	Si : 5,29
Al_2O_3	19,4	190	-	-	190	Al : 4,61
Fe_2O_3	0,9	6	-	-	6	Fe^{+++}: 0,14
Fe O	7,1	99	-	-	99	Fe^{++} : 1,19
Ti O_2	0,4	5	5	-	-	-
Ca O	0,4	7	5	-	2	Ca : 0,02
Mg O	30,9	772	-	27	745	Mg : 9,05
K_2 O	-	-	-	-	-	-
Na_2 O	0,1	2	-	-	2	Na : 0,05
H_2 O	12,7	705	-	9	696	-
	100,6					

Tableau 18 c - Analyse chimique de l'échantillon "3" de Montferrier et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite

1	2	3	4 (rutile)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
SiO_2	32,2	536	-	144	392	Si : 5,24
Al_2O_3	18,5	181	-	-	181	Al : 4,85
Fe_2O_3	0,9	6	-	-	6	Fe^{+++}: 0,16
Fe O	3,6	50	-	-	50	Fe^{++} : 0,67
TiO_2	0,9	11	11	-	-	-
Ca O	-	-	-	-	-	-
Mg O	32,2	805	-	108	697	Mg : 9,32
K_2O	0,1	1	-	-	1	K : 0,02
Na_2O	0,2	3	-	-	3	Na : 0,08
H_2O	11,8	655	-	36	619	-
	100,6					

Tableau 18^d - Analyse chimique de l'échantillon "4" de Montferrier et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

	2	3	4 (quartz)	5 (sphène)	6 (calcite)	7 (talc)	8 (séricite)	9 (pyrite)	10 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
O_2	29,7	495	33	4	-	33	6	-	419	Si : 5,2
$_2O_3$	20,0	196	-	-	-	-	3	-	193	Al : 4,78
$_2O_3$	0,6	4	-	-	-	-	-	-	4	Fe^{+++}:0,10
++	1,5	27	-	-	-	-	-	27	-	
O_2	0,3	4	-	4	-	-	-	-	-	
O	2,5	45	-	4	6	-	-	-	35	Ca : 0,43
O	32,8	820	-	-	-	25	-	-	795	Mg : 9,85
O	0,1	1	-	-	-	-	1	-	-	
$_2O$	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	
	1,8	56	-	-	-	-	-	56	-	
O	10,8	600	-	-	-	8	2	-	590	
	100,14									

Tableau 18^e - Analyse chimique de l'échantillon "2" de Montferrier et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

1	2	3	4 (sphène)	5 (rutile)	6 (séricite)	7 (talc)	8 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
iO_2	31,0	516	7	-	12	78	419	Si : 5,45
l_2O_3	20,0	196	-	-	6	-	190	Al : 4,95
$'e_2O_3$	-	-	-	-	-	-	-	
'e O	4,02	56	-	-	-	-	56	Fe^{++}: 0,73
'iO$_2$	1,3	16	7	9	-	-	-	
'a O	0,4	7	7	-	-	-	-	
'g O	30,0	750	-	-	-	58	692	Mg : 9,01
'O	0,2	2	-	-	2	-	-	
Na_2O	0,02	-	-	-	-	-	-	
H_2 O	12,8	711	-	-	4	19	688	
	99,74							

Tableau 18^f - Analyse chimique de l'échantillon "1" de Trimouns et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

- S H E R I D A N I T E -

1	2	3	4 (rutile)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
SiO_2	30,9	515	-	64	451	Si : 5,46
Al_2O_3	22,2	218	-	-	218	Al : 5,27
Fe_2O_3	0,6	4	-	-	4	Fe^{+++}:0,09
Fe O	3,5	49	-	-	49	Fe^{++} :0,60
$Ti\ O_2$	0,3	3	3	-	-	
Ca O	-	-	-	-	-	
Mg O	30,0	750	-	48	702	Mg : 8,50
K_2 O	0,04	-	-	-	-	
Na_2O	0,05	-	-	-	-	
H_2 O	12,1	672	-	16	656	
	99,69					

Tableau 18 g - Analyse chimique de l'échantillon "2" de Trimouns et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

	2	3	4 (sphène)	5 (calcite)	6 (talc)	7 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
O_2	27,3	455	11	-	40	404	Si: 5,15
O_3	17,7	174	-	-	-	174	Al: 4,44
O_3	4,4	28	-	-	-	28	Fe^{+++} 0,71
O	10,8	150	-	-	-	150	Fe^{++} 1,91
O_2	0,9	11	11	-	-	-	Mg^{++} 8,10
O	0,9	16	11	5	-	-	
O	26,6	665			30	635	
O	-						
O	-						
O	11,5	638			10	628	
	100,1						

Tableau 19 a :- Analyse chimique de l'échantillon "1" de Reynès et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

	2	3	4 (calcite)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
O_2	26,0	433	-	20	413	Si: 5,06
O_3	22,7	223	-	-	223	Al: 5,5
O_3	1,4	9	-	-	9	Fe^{+++} 0,22
O	12,7	176	-	-	176	Fe^{++} 2,17
O_2	-	-	-	-	-	
O	1,2	21	11	-	10	Ca: 0,12
O	23,0	575	-	16	559	Mg: 6,89
O	0,1	2	-	-	2	K : 0,05
O	0,1	1	-	-	1	Na: 0,02
O	12,1	672		5	667	
	99,3					
F	0,29					

Tableau 19 b :- Analyse chimique de l'échantillon "3" de Reynès et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

- R I P I D O L I T E -

1	2	3	4 (talc)	5 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
SiO_2	26,1	435	48	387	Si : 4,96
Al_2O_3	21,2	207	-	207	Al : 5,34
Fe_2O_3	3,3	21	-	21	Fe^{+++} : 0,54
Fe O	17,4	241	-	241	Fe^{++} : 3,10
Ca O	-	-	-	-	
Mg O	20,2	505	36	469	Mg : 6,05
K_2O	0,4	4	-	4	K : 0,10
Na_2O	0,2	3	-	3	Na : 0,08
H_2O	11,5	638	12	626	
F	0,3	15	-	15	
	100,6				

Tableau 19 c.- Analyse chimique de l'échantillon "3" de Caillau et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

	2	3	4 (talc)	5 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
O_2	27,6	456	64	392	Si : 4,75
O_3	23,9	234	-	234	Al : 5,65
$_2O_3$	5,4	34	-	34	Fe^{+++} : 0,82
O	30,4	761	48	713	Mg : 8,65
O	0,1	1	-	1	K : 0,04
$_2O$	0,1	2	-	2	Na : 0,06
O	12,8	711	16	695	-
	100,3				

Tableau 20 a :- Analyse chimique de l'échantillon "2" de Caillau et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

1	2	3	4 (talc)	5 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
$i\ O_2$	29,6	493	144	349	Si : 4,74
l_2O_3	19,5	191	-	191	Al : 5,20
e_2O_3	-	-	-	-	-
e O	4,5	63	-	63	Fe^{++} : 0,85
$i\ O_2$	-	-	-	-	-
a O	-	-	-	-	-
g O	33,4	835	108	727	Mg : 9,9
Na_2O	0,2	2	-	2	Na : 0,08
K_2O	-	-	-	-	-
erte au feu	12,7	705	36	669	-
	99,9				

Tableau 20 b :- Analyse chimique de l'échantillon "1" de Montferrier et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

- CLINOCHLORES -

1	2	3	4 (rutile)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
SiO_2	40,0	666	-	340	326	Si : 5,65
Al_2O_3	10,9	107	-	-	107	Al : 3,74
Fe_2O_3	2,6	16	-	-	16	Fe^{+++}:0,56
Fe O	2,8	39	-	-	39	Fe^{++}: 0,68
Ti O_2	0,7	9	9	-	-	-
Ca O	-	-	-	-	-	-
Mg O	32,7	817	-	255	562	Mg : 9,71
K_2 O	-	-	-	-	-	-
Na_2O	0,1	2	-	-	2	Na : 0,07
H_2 O	9,9	550	-	85	-	
	99,7					

Tableau 21[a] - Analyse chimique de l'échantillon "5" de Montferrier et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

1	2	3	4 (muscovite)	5 (talc)	6 (chlorite)	Nombre d'atomes par maille de chlorite
Si O_2	33,2	664	78	88	498	Si : 6,15
Al_2O_3	22,1	217	39	-	178	Al : 4,41
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-
Fe O	1,7	24	-	-	24	Fe : 0,30
Ti O_2	0,05	-	-	-	-	-
Ca O	0,5	9	-	-	9	Ca : 0,11
Mg O	30,7	767	-	68	699	Mg : 8,67
K_2O	1,2	13	13	-	-	-
Na_2O	0,1	2	-	-	2	Na : 0,05
Perte au feu	10,9	605	26	22	557	-
	100,45					

Tableau 21 b.- Analyse chimique de l'échantillon "3" de Trimouns et calcul du nombre d'atomes contenus dans la maille de la chlorite.

INTERSTRATIFIES VERMICULITE - CHLORITE

	a		b	
1	2	3	2	3
SiO_2	37,9	631	33,0	550
TiO_2	-	-	0,1	1
Al_2O_3	14,8	145	15,4	152
Fe_2O_3 }	1,6		0,1	
Fe O)			7,2	100
Ca O	0,5	9	2,3	41
Mg O	30,2	755	29,0	725
K_2O	0,1	1	0,1	1
Na_2O	0,2	3	-	
Perte au feu	14,6	811	12,5	
TOTAL :	99,9		99,9	

Tableau 22

a - Echantillon prélevé à Corneilla-de-Conflent

b - Echantillon prélevé à Reynès.

Eléments mineurs Gisements Lieux de prélèvement	F %	Mn g/t.	Pb g/t.	Ga g/t.	V g/t.	Ni g/t.	Cu g/t.	Zn g/t.	Ti g/t.	Sn	Li	Be	B
Corneilla-de-Conflent :													
Coupe B :													
B 1	0,20	700	200	10	300	100	100	-	2000				
B 2* (fig.3)	0,40	30	-	10	300	<10		100	10				
B 3	0,27	1000	50	10	100	70	70	100	1000				
Coupe C :					300	10	70	100	70				
C 1	0,37	100	10	10	100	70	70	-	2000				
C 2	0,067	100	50	30									
C 3	0,46												
Reynès :													
Echantillons: "1"	0,20	1000	20	5	200	100	10		5000	70	100		
"2"	0,28	500	-	5	100	10	-		100	-	-		
"3"	0,29	700	-	5	500	200	100		1000	-	-		
"4"	nd	700	40	5	70	20	600		2000	10	500	5	
Chlorite niveau 77	0,20	700	-	5	100	20	10		2000	-	100		
Caillau :													
Chlorite de Cobazet* (3)	0,30	300		70	300	70		100	600			1	
Chlorite d'altération du granite* (2)	0,20	100		30	300	30		-	1000			3	
" " des cornéennes* (1)	0,15	70		30	300	30		-	2000			3	
Chlorite	0,13	100		30	100	10		-	1000			5	
Montferrier :													
Echantillons 3, 4, 5*	0,10-0,20	70-200		50	100					10-30		1	
Echantillons "1" et "2"	0,15-0,11	50-500		50	50				3000-50	30	200	3	50(1)
Trimouns :													
Echantillon 1 (toit du gisement)*	0,04	300		50	200	100				70			
Echantillon 2*	0,10	100-300		50	100-200	100						1	
Echantillon 3*	0,20	100	5-30	-	50							3	

Tableau 23 :- Dosage des éléments mineurs dans les différents échantillons de chlorite. Les échantillons suivis d'un astérisque sont ceux qui figurent dans les tableaux 18 - 19 - 20 21 - 22.

- le fer divalent est toujours plus abondant que le fer trivalent ;
- l'échantillon de Corneilla-de-Conflent (tableau 22), montre une teneur en eau élevée (14,6 %) par rapport à la composition idéale des chlorites (12 % à 13 %).

Les examens microscopiques déjà réalisés (1ère Partie), permettent d'attribuer :

- CaO au sphène lorsque TiO_2 est présent ;
- TiO_2 au sphène ou au rutile ;
- K_2O à la séricite (analyses 18 e et f) ou à la muscovite (analyse 21 b).

La formule structurale de chaque chlorite sera établie après avoir procédé aux essais thermiques, qui indiqueront, notamment, les proportions de talc et de calcite, associées à la chlorite, dans chacun des échantillons.

2 - Eléments mineurs.-

Les oligoéléments (tableau 23) sont les mêmes que dans les talcs. Le fluor, dont les teneurs oscillent entre 0,1 % et 0,4 %, est nettement plus abondant que dans les talcs. Il peut provenir des roches mères ainsi que l'ont montré les dosages effectués sur les schistes de Corneilla-de-Conflent (cf.p.17)et sur les cornéennes de Caillau (cf.p53); la teneur en fluor est importante dans les chlorites, liées à la transformation des pegmatites, à Montferrier et à Trimouns; ces dernières chlorites renferment aussi du bore, du beryllium et du lithium.

II - ANALYSES THERMIQUES.-

1 - Analyse thermique différentielle.-

Les courbes d'A.T.D. (fig.62) comportent toutes :

- un crochet endothermique vers 640° C, qui correspond à la destruction du feuillet brucitique ;
- un crochet endothermique vers 850° C, qui traduit la destruction du feuillet micacé ;
- un crochet exothermique à 875° C - 880° C.

Cependant des différences apparaissent sur les températures de début des réactions endothermiques et sur la forme et l'amplitude des crochets endothermiques qui sont influencées par la teneur en fer divalent.

Le fer divalent en s'oxydant pourra atténuer l'effet de la première ou de la deuxième réaction endothermique, selon qu'il se situe dans le feuillet brucitique ou dans le feuillet micacé. Les effets les plus importants doivent se manifester dans les ripidolites, plus riches en fer ferreux.

L'échantillon de ripidolite "3" de Cobazet (fig.62 b) qui est le plus riche en Fe^{++} montre un dédoublement du premier crochet endothermique lié au fer brucitique, et un aplatissement du deuxième crochet dû au fer micacé. Les phénomènes sont moins accentués sur les ripidolites de Reynès, moins ferreuses; les déshydratations s'amorcent à des températures d'autant plus basses que la teneur en fer du feuillet brucite est plus forte.

Sur les shéridanites (fig.62 a), les corundophyllites (fig.62 c) et les clinochlores (fig.62 d), les mêmes phénomènes sont de plus en plus atténués.

Certains diagrammes traduisent par des réactions supplémentaires la présence de minéraux étrangers :

- sur les diagrammes des échantillons de Corneilla-de-Conflent et de Reynès "4" (fig.62 e), deux réactions endothermiques, vers 150° C et 250° C, marquent la juxtaposition de vermiculite à la chlorite ;

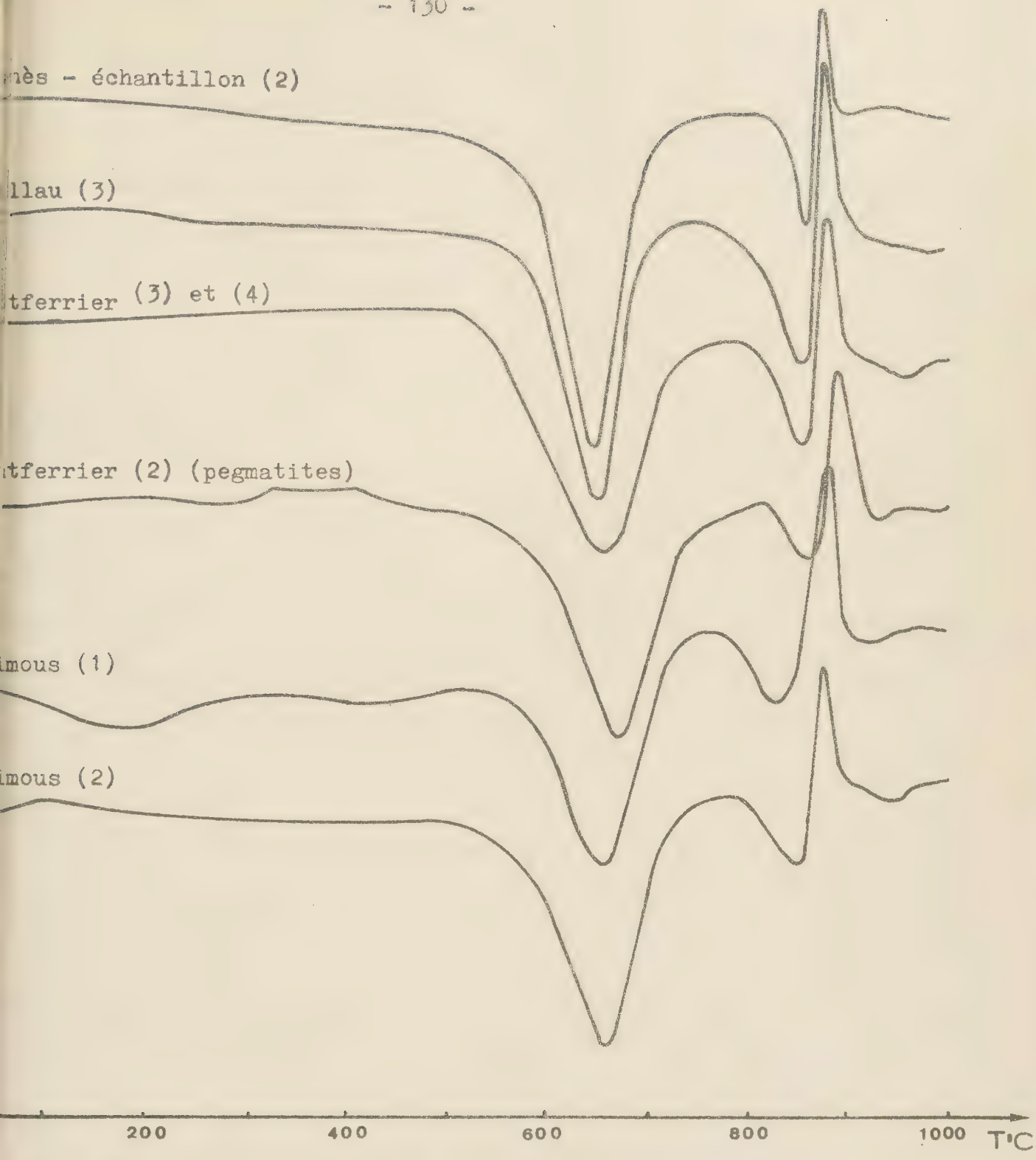
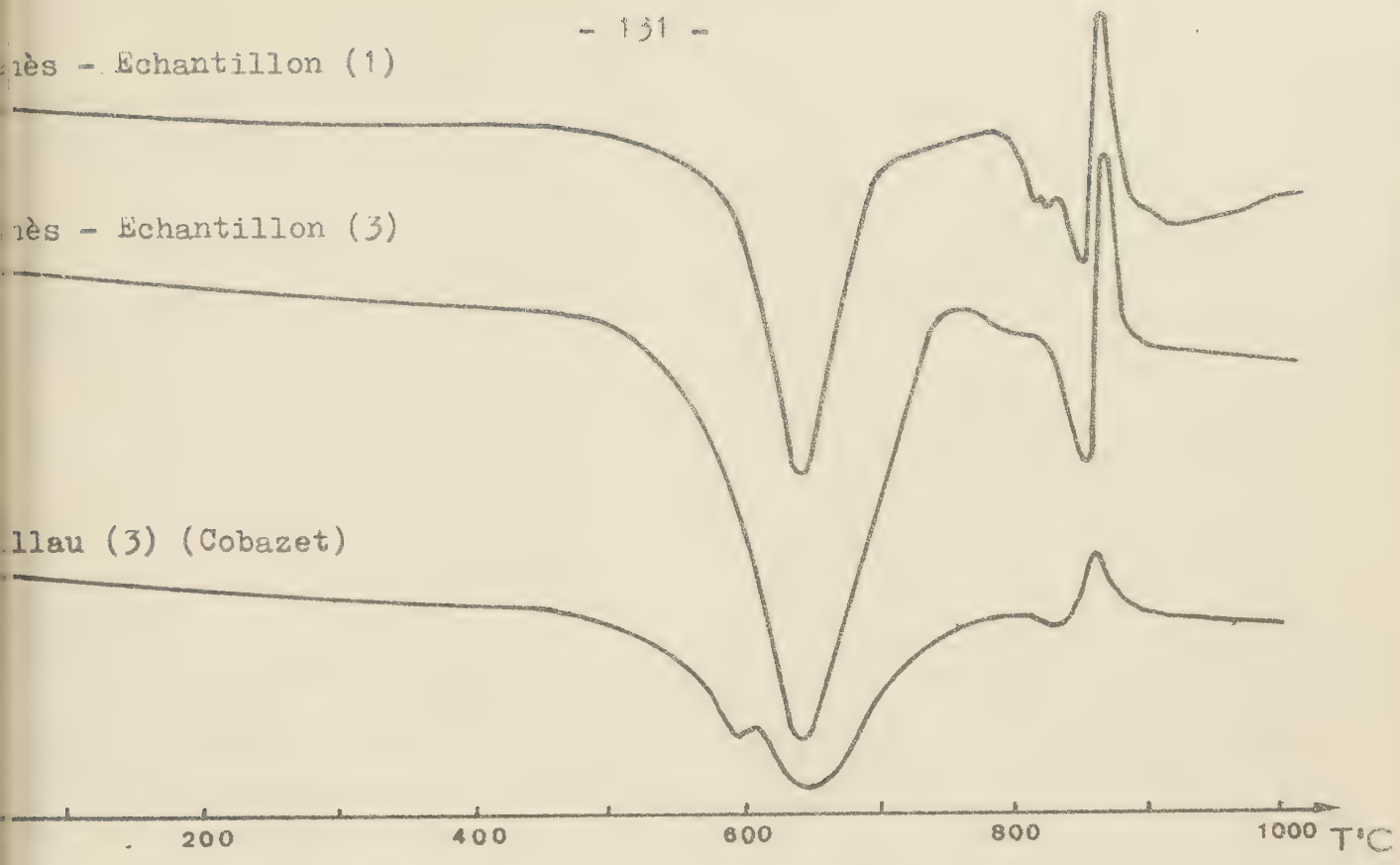
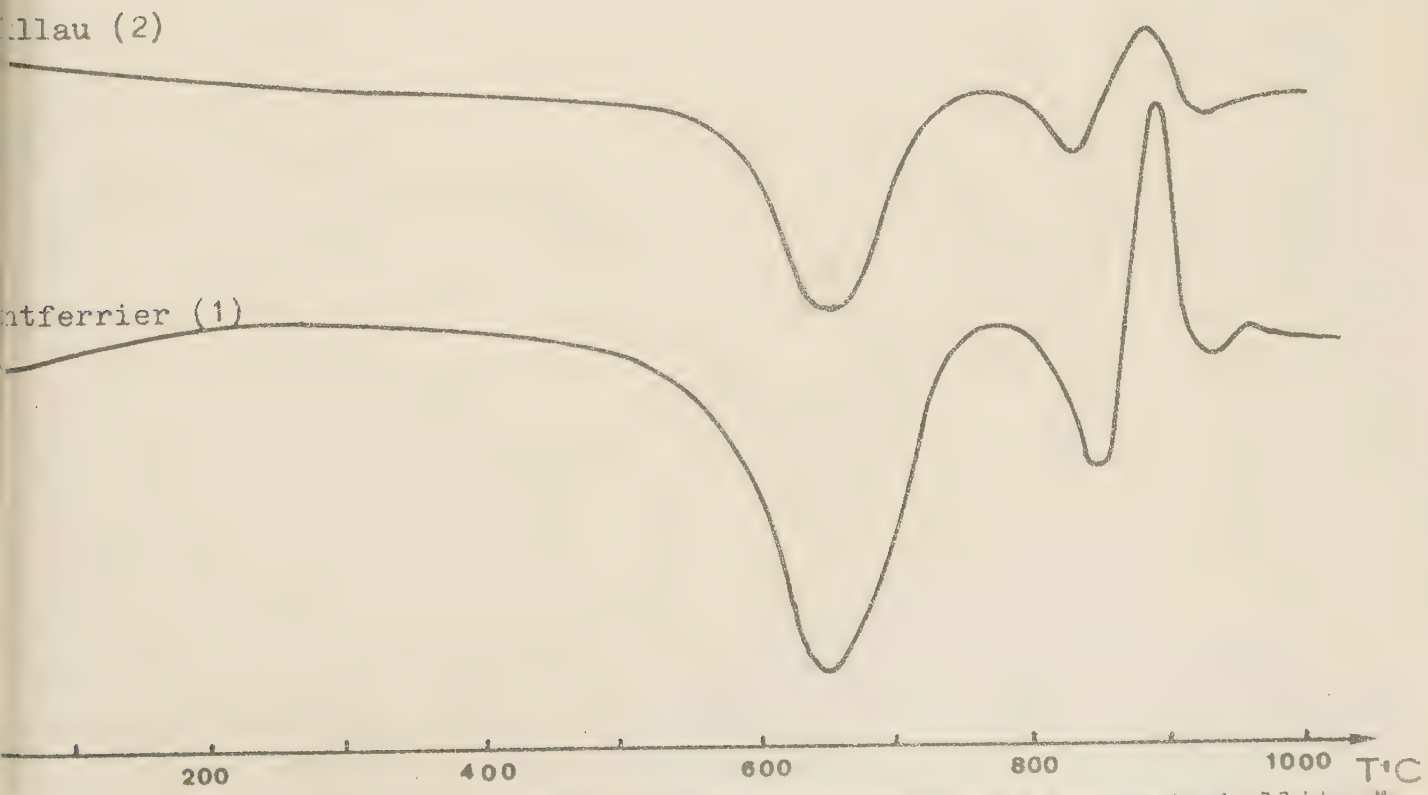


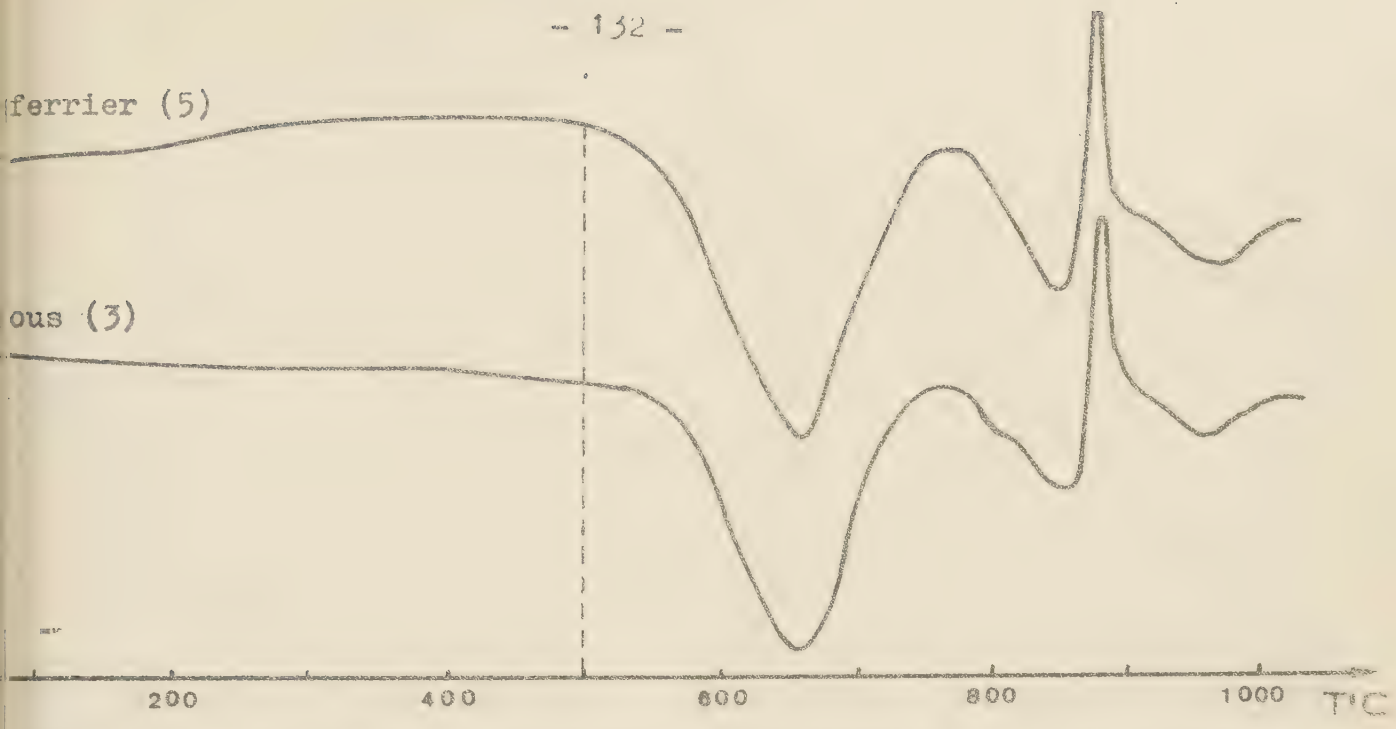
Fig. 62a - Courbes d'analyse thermique différentielle de "shéridanites" (Vitesse de chauffe - 10°/C par minute).



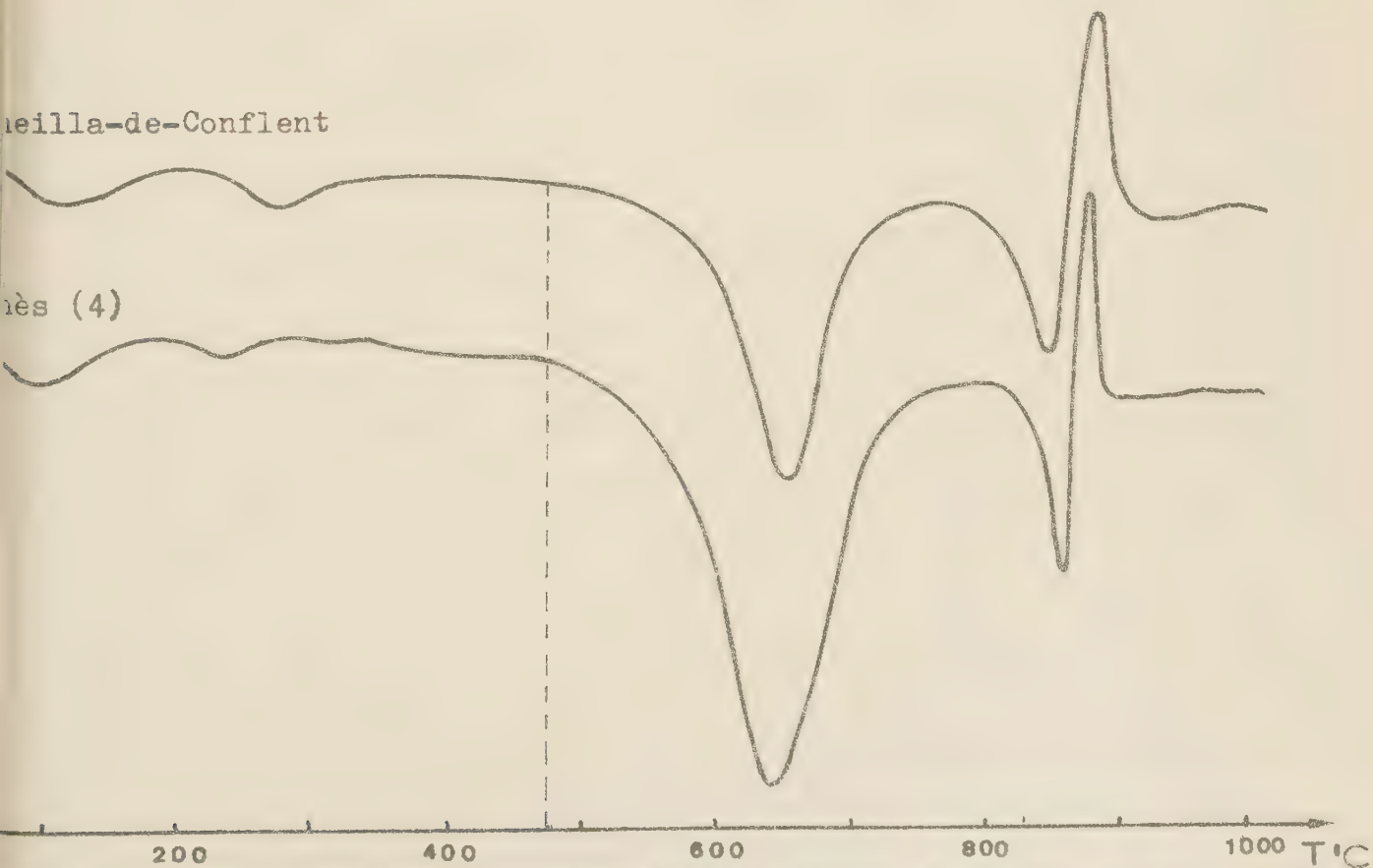
. 62b - Courbes d'analyse thermique différentielle de "ripidolites"
(Vitesse de chauffe 10°/C par minute).



g. 62c - Courbes d'analyse thermique différentielle de "corundophyllites".
(Vitesse de chauffe 10°/C par minute).



62d - Courbes d'analyse thermique différentielle de "clinochlores". (Vitesse de chauffe 10°C par minute).



62e- Courbes d'analyse thermique différentielle de mélanges de chlorite et de vermiculite-chlorite (Vitesse de chauffe 10°C par minute).

- d'autres diagrammes révèlent la présence de petites quantités de calcite, de talc (réactions endothermiques, respectivement, vers 800° C et 900° C), ou de pyrite [(réactions exothermiques à 325° C et 400° C) (fig.62 a - courbe Montferrier 2)].

2.- Analyses thermiques pondérales.-

Sur les courbes d'A.T.P. (fig.63 - 64 - 65 - 66) apparaissent, toujours, trois pertes de poids .

a) La première, entre 25° C et une température variant entre 150° C et 350° C suivant les échantillons, correspond aux départs d'eau d'imbibition et d'eau faiblement liée ;

b) La deuxième, succédant immédiatement à la précédente, se termine entre 680° C et 780° C; elle traduit le départ de l'eau du feuillet brucitique ;

c) La troisième, commençant dès la fin de la deuxième réaction, se termine entre 780° C et 880° C; elle marque le départ de l'eau du feuillet micacé.

Ces courbes indiquent, en outre, de légères pertes de poids dues au départ des hydroxyles du talc [(880° C- 1000°C) visible sur toutes les courbes] ou de la muscovite [(850° C - 920° C), courbe Trimouns 3, fig.66] ; lorsque la calcite est présente, la réaction de décarbonatation entre 800° C et 850° C est soulignée par une augmentation de la pente de la partie de la courbe caractéristique de la troisième réaction (courbes Reynès "2" et Caillau "1", fig. 63 a).

Dans les tableaux 24 a, 25 a, 26 a et 27 a, nous avons regroupé les résultats des A.T.P. réalisées sur ces différents échantillons, en indiquant : la nature de la perte de poids, la température de début et de fin de réaction ainsi que les pertes de poids (en %), de chacun des feuillets brucitique et micacé, représentées par les symboles P_1 et P_2.

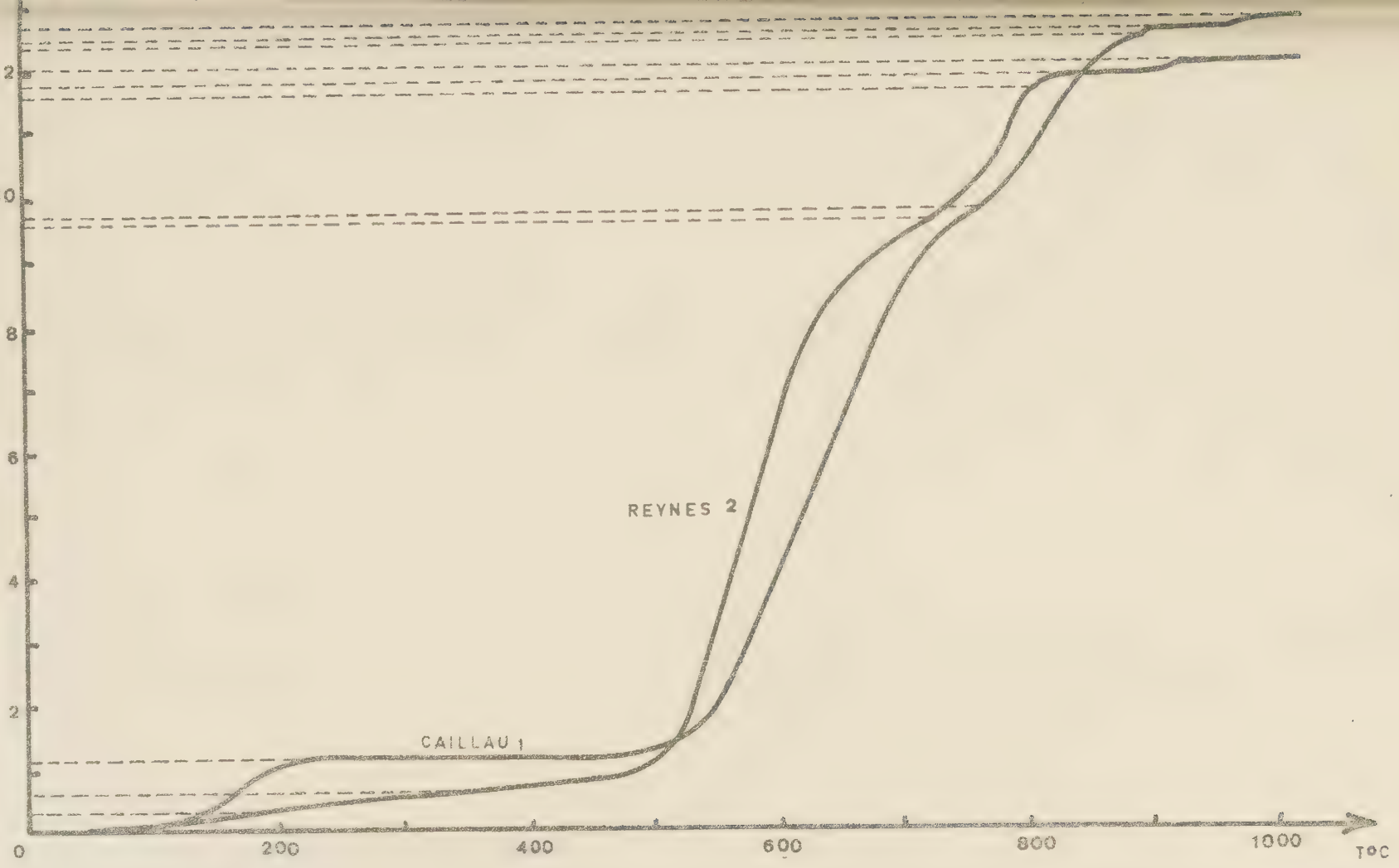


Fig. 63a - Courbes d'analyse thermique pondérale des shéridanites de Reynès (2) et de Caillau (1).

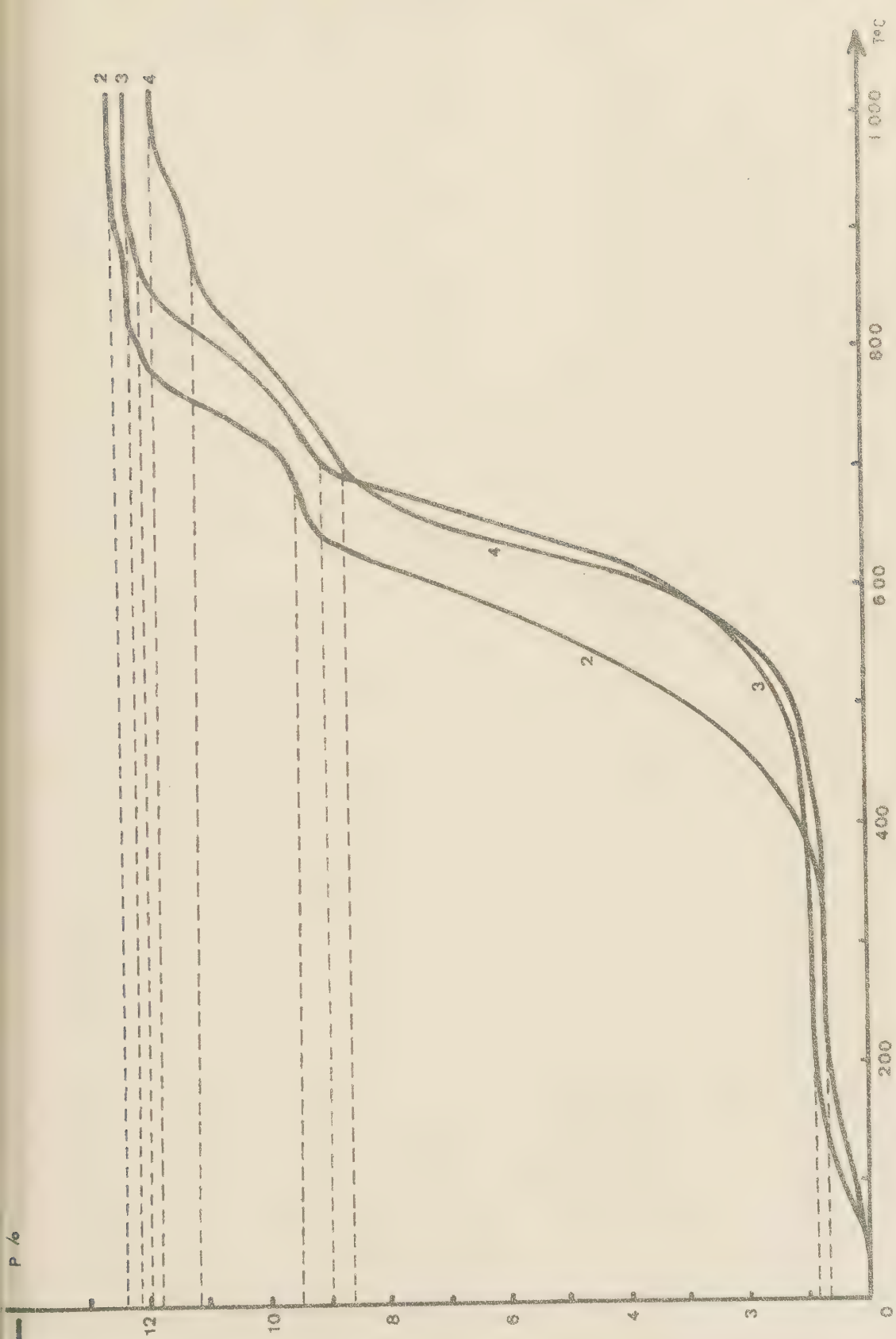


Fig. 63b - Courbes d'analyse thermique pondérale des sphéridanites de Montferrier (2, 3, 4).

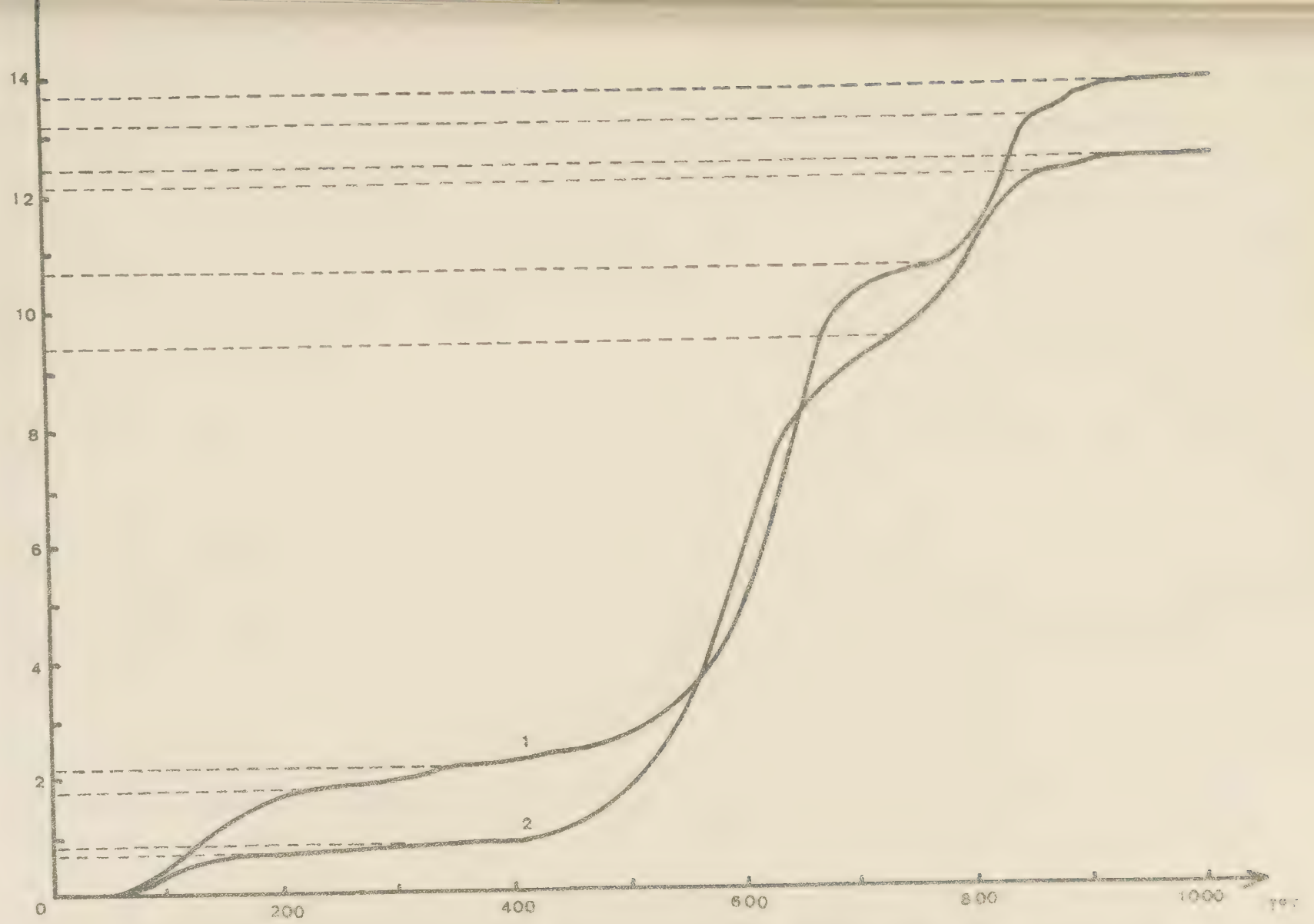


Fig. 63c - Courbes d'analyse thermique pondérale des shéridanites de Trimous (1 et 2).

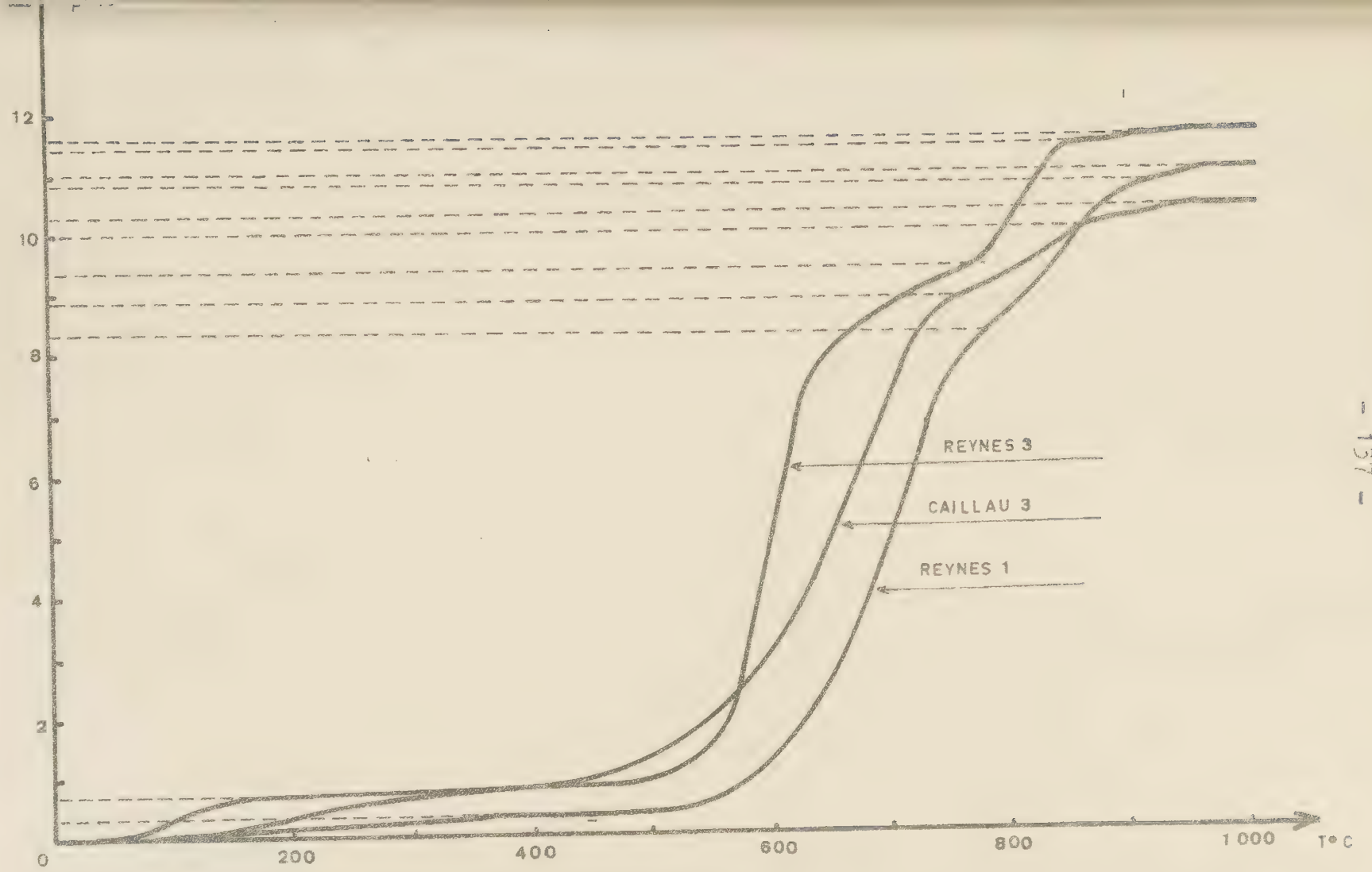


Fig. 64 - Courbes d'analyse thermique pondérale des ripidolites de Reynès (1 et 3) et de Caillau (3).

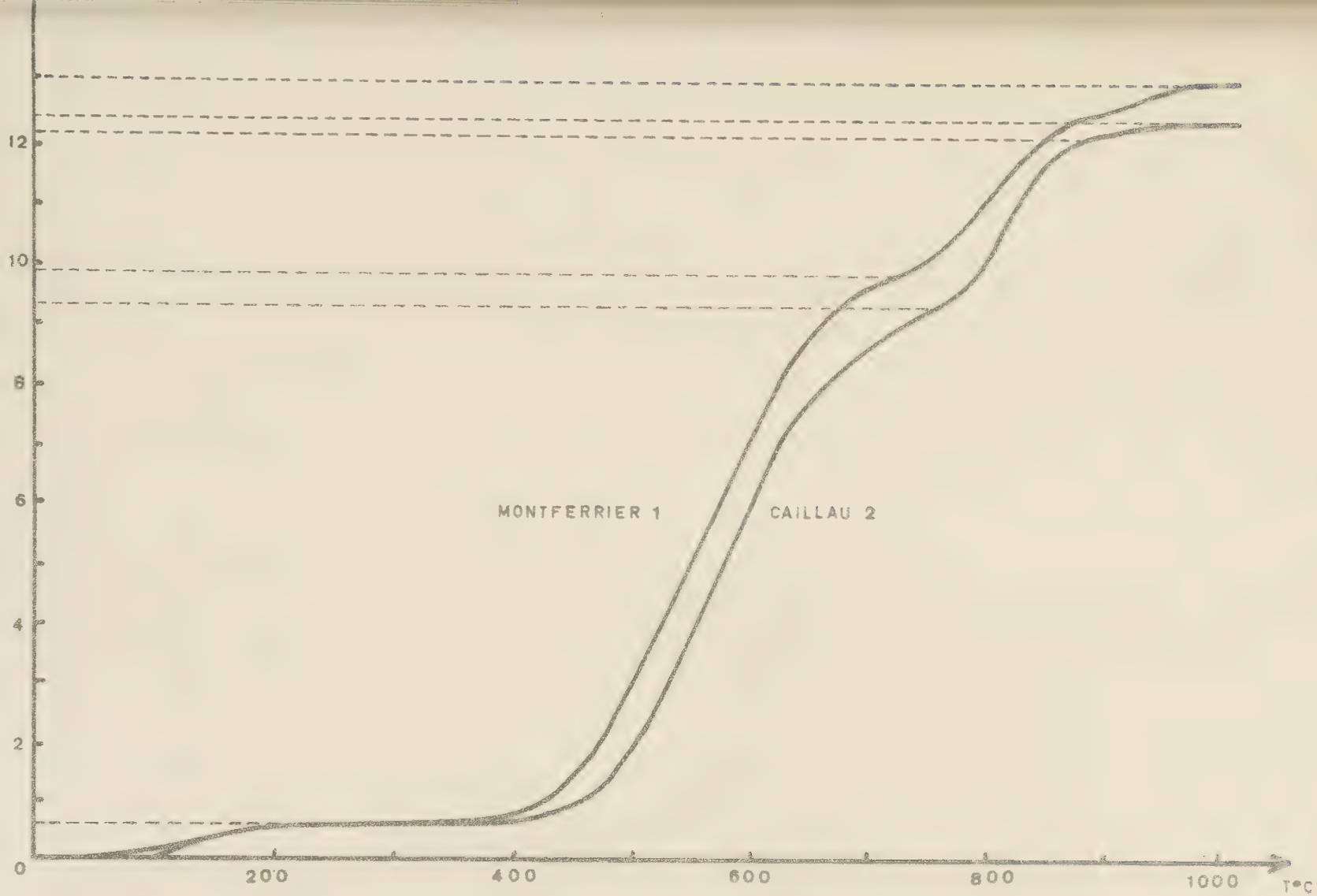


Fig. 65 - Courbe d'analyse thermique pondérale des corundophyllites de Caillau (2) et de Montferrier (1).

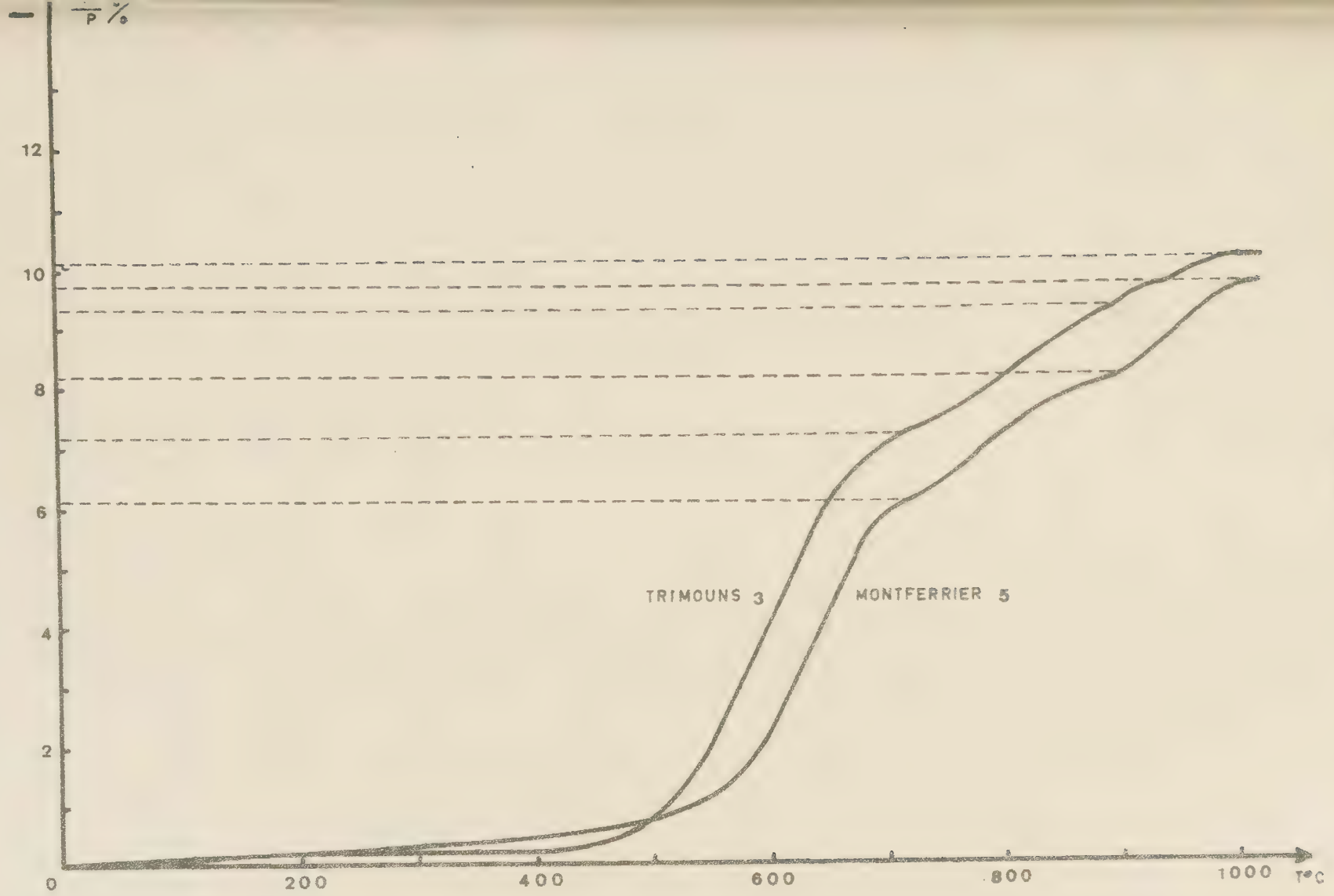


Fig. 66 - Courbe d'analyse thermique pondérale des clinochlores de Montferrier (5) et de Trimouns (3).

Les pertes de poids mesurées sur les courbes d'A.T.P. permettent de calculer :

a)- les proportions des minéraux associés à la chlorite : talc, calcite, muscovite ;

b)- le rapport $r = \frac{\text{eau feuillet brucitique}}{\text{eau feuillet micacé}} = \frac{P_1}{P_2}$

Dans le cas idéal, le rapport r est égal à 3. On constate cependant, qu'en général, les valeurs de r, déduites d'A.T.P., diffèrent d'autant plus de la valeur 3, que les chlorites sont plus riches en fer divalent. Ces différences sont dues à l'oxydation du fer qui compense, en partie, les pertes de poids liées au départ des anhydrides, aussi bien dans les feuillets brucitiques que dans les feuillets micacés.

Si l'on désigne par x le poids total de FeO (en %) contenu dans l'échantillon et donné par l'analyse chimique, l'oxydation conduit à une augmentation de poids égale à $p = \frac{x \times 16}{144}$; p est la somme des gains de poids p_1 et p_2, correspondant, respectivement, à l'oxydation du fer des feuillets brucitique et micacé.

Les pertes réelles d'eau (en %), relatives aux deux types de feuillet, découlent des pertes de poids P_1 et P_2, mesurées par A.T.P., augmentées respectivement de p_1 et p_2. Le rapport r prend alors la valeur $\frac{P_1 + p_1}{P_2 + p_2}$ qui doit être égale à 3. Ainsi, les gains de poids p_1 et p_2 peuvent se calculer par les deux équations:

$$p_1 + p_2 = \frac{x \times 16}{144} \quad \text{et} \quad \frac{P_1 + p_2}{P_2 + p_2} = 3.$$

On peut en déduire les proportions respectives de FeO, $x_1 = \frac{144}{16} \cdot p_1$ et $x_2 = \frac{144}{16} \times p_2$ dans les feuillets brucitique et micacé.

Nous donnons dans les tableaux 24 b, 25 b, 26 b, et 27 b, la teneur en FeO, x de l'échantillon le rapport mesuré r, les gains de poids p_1 et p_2 et les teneurs en FeO, x_1 et x_2, de chacun des feuillets brucitique et micacé.

En utilisant les résultats des analyses chimiques (tableaux 18 à 21), des analyses thermiques différentielles et des mesures effectuées sur les diagrammes d'analyse thermique pondérale, il est possible d'établir les formules structurales des chlorites déjà décrites.

lon	eau d'imbibition		eau feuillet brucitique P_1		eau feuillet micacé - P_2		CO_2 calcite		eau feuillet talc	
	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%
"2" a	25-200 200-350	0,3 0,3	350-720	9,0	720-800	2,0	800-850	0,17	890-1000	0,2
"1" a	20-250	1,1	480-750	8,77	750-870	2,67	870-900	0,14	950-1000	0,2
ier"3" 3 b	50-300	0,9	390-700	8,15	700-860	3,0			870-1000	0,1
"4" b	50-250	0,7	390-690	7,9	690-860	2,55			870-1000	0,1
"4" 2 b	50-200 200-350	0,6 0,1	375-680	8,7	680-780	2,6	780-850	0,25	880-1000	0,1
s 1 c	20-260 260-400	1,8 0,4	440-770	8,5	770-870	2,5			870-1000	0,35
2 c	50-200 200-350	0,7 0,2	410-740	8,6	740-870	2,8			880-1000	0,3

Tableau 24 a - Résultats des analyses thermiques pondérales réalisées sur les shéridanites.

tillon	x %	$r = \frac{P_1}{P_2}$	p_1 %	p_2 %	x_1 %	x_2 %
s "2"	8,3	4,5	0,0	0,92	0	8,3
au "1"	6,7	3,2	0,36	0,37	3,2	3,3
rrier "3"	7,1	2,7	0,80	0,0	7,1	0,0
"4"	3,6	3,1	0,24	0,16	2,2	1,4
"2"	0,0	3,3				
nouns "1"	4,0	3,4	0,08	0,36	0,7	3,3
"2"	3,5	3,0	0,24	0,14	2,2	1,3

Tableau 24 b - Interprétation des résultats des A.T.P. en vue de la répartition du fer divalent dans les feuillets brucitique (x_1) et micacés (x_2) des shéridanites.

illon	eau d'imbibition		eau feuillet brucitique P_1		eau feuillet micacé P_2		CO_2 calcite		eau feuillet talc	
	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%
nès "1" g.64	50-150 150-400	0,2 0,1	400-780	8,0	780-900	2,5			910-1000	0,12
"3" g.64	50-150	0,7	350-760	8,7	750-870	1,5	750<870	0,5	920-1000	0,1
llau"3" g.64	50-300	0,8	375-750	8,1	750-810 810-860	1,14			910-1000	0,23

Tableau 25a - Résultats des analyses thermiques pondérales réalisées sur les ripidolites.

hantillon	x %	$r = \frac{P_1}{P_2}$	p_1 %	p_2 %	x_1 %	x_2 %
Reynès "1"	10,8	3,2	0,77	0,42	7,0	3,8
Reynès "3"	12,7	5,4	0	1,4	0	12,7
Caillau "3"	17,4	7,0	0,25	1,64	2,5	14,8

Tableau 25 b - Interprétation des résultats des A.T.P. en vue de la répartition du fer divalent dans les feuillets brucitique(x_1) et micacé (x2) des ripidolites.

illon	eau d'imbibition		eau feuillet brucitique P_1		eau feuillet micacé P_2		CO_2 calcite		eau feuillet talc	
	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%
au 2 65	70-150	0,6	400-750	8,7	750-860	2,82			860-1000	0,3
rrier 1 .65	50-200 200-275	0,5 0,2	380-720	9,1	720-860	2,5			860-1000	0,6

Tableau 26 a - Résultats des analyses thermiques pondérales réalisées sur les corundophyllites.

hantillon	x %	$r = \frac{P1}{P_2}$	p_1 %	p_2 %	x_1 %	x_2 %
illau "2"	0,0	= 3	0,0	0,0	0,0	0,0
errier "1"	4,5	3,6	0,0	0,5	0,0	4,5

Tableau 26 b - Interprétation des résultats des A.T.P. en vue de la répartition du fer divalent dans les feuillets brucitique (x_1) et micacé (x_2) des corundophyllites.

ns	eau d'imbibition		eau feuillet brucitique P1		eau feuillet micacé P2		eau feuillet muscovite		eau feuillet talc	
	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%	T° C	%
rrier 5 56	20-200	0,3	350-700	5,8	700-870	2,1			870-1000	1,5
ns 3 56	70-200	0,2	400-730	7,0	750-890	2,1	890-920	0,4	920-1000	0,4

Tableau 27 a - Résultats des analyses thermiques pondérales réalisées sur les clinochlores.

chantillons	x %	$r = \frac{P^1}{P_2}$	p_1 %	p_2 %	x_1 %	x_2 %
ontferrier "5"	2,8	2,7	0,32	0,0	2,8	0,0
Trimouns "3"	1,7	3,3	0	0,2	0	1,8

Tableau 27 b - Interprétation des résultats des A.T.P. en vue de la répartition du fer divalent dans les feuillets brucitique (x_1) et micacé (x_2) des clinochlores.

III - FORMULES STRUCTURALES.-

Dans les tableaux 18 - 19 - 20 - 21, chacune des colonnes 4 et suivantes représente le nombre de millimoles d'oxyde entrant dans la composition d'un des minéraux liés à la chlorite ou de la chlorite elle-même (rappelons que ces minéraux ont été décelés par microscopie ou par A.T.D., ou dosés par A.T.P.)

Remarque - Dans l'échantillon "2" de Montferrier (tableau 18c), le fer entre dans la composition de la pyrite (3,36 %)*; en outre, le quartz dosé par diffractométrie représente 2 % de l'échantillon.

La dernière colonne de chaque tableau donne le nombre d'atomes de chaque élément contenu dans la maille de la chlorite ; toutes les analyses ont été calculées sur la base de 28 oxygènes.

Les indices de chaque constituant des formules structurales dans lesquelles nous distinguons le feuillet micacé $(OH)_4\ (Fe,Mg)_6\ [\ (Si,Al)_8\ O_{20}\ ]$ et le feuillet brucitique $(OH)_{12}\ (Fe^{+++}, Fe^{++}, Mg, Al, Ca, Na, K)_6$ sont regroupés dans les tableaux 28, 29, 30 et 31.

C'est ainsi que par référence à la classification de M.H.Hey (1954), les nombres d'atomes de silicium et de fer ont permis de distinguer les diverses variétés de chlorite.

---

* L'oxydation de la pyrite entraîne une perte de poids de 1,1 %, qui s'ajoute à la perte de poids du feuillet brucitique (8,7 %) ; la perte réelle due au départ des hydroxyles de ce feuillet est donc 7,6 % et le rapport $r = \frac{P_1}{P_2}$ prend la valeur 3 (tableaux 24a et b).

ents	Reynès	Caillau	Montferrier			Trimouns	
	2	1	2	3	4	1	2
Si	5,24	5,39	5,2	5,29	5,24	5,45	5,46
Al	2,76 } 8	2,61 } 8	2,8 } 8	2,71 } 8	2,76 } 8	2,55 } 8	2,54 } 8
Fe^{+++}	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{++}	1,44	0,57	-	-	0,25	0,61	0,20
Mg	4,56 } 6	5,43 } 6	6 } 6	6 } 6	5,75 } 6	5,39 } 6	5,80 } 6
(OH)	4	4	4	4	4	4	4
Al	2,35	2,77	1,98	1,90	2,09	2,4	2,73
Fe^{+++}	-	0,14	0,10	0,14	0,16	-	0,09
Fe^{++}	-	0,57	-	1,19	0,42	0,10	0,40
Mg	3,84 > 6,31	2,07 > 5,85	3,85 > 6,36	3,05 > 6,33	3,57 > 6,34	3,62 > 6,12	2,70 > 5,92
Ca	-	0,25	0,43	-	-	-	-
Na	0,07	0,05	-	0,05	0,08	-	-
K	0,05	-	-	-	0,02	-	-
OH, F)	12	12	12	12	12	12	12

Tableau 28 - Répartition des éléments dans les différents sites structuraux, micacé et brucitique, des shéridanites.

Eléments	REYNES				CAILLAU	
	1		3		3	
Si	5,15	8	5,06	8	4,96	8
Al	2,85		2,94		3,04	
Fe^{+++}	-		-		-	
Fe^{++}	0,67	6	2,17	6	2,64	6
Mg	5,33		3,83		3,36	
(OH,F)	4		4		4	
Al	1,59		2,56		2,30	
Fe^{+++}	0,71		0,22		0,54	
Fe^{++}	1,24		-		0,44	
Mg	2,77	6,31	3,06	6,03	2,69	6,15
Ca	-		0,12		-	
Na	-		0,05			
K	-		0,02			
(OH,F)	12		12		12	

Tableau 29 - Répartition des éléments dans les différents sites structuraux, micacé et brucitique, des ripidolites.

Eléments	Caillau "2"		Montferrier "1"	
Si	4,75	8	4,74	8
Al	3,25		3,26	
Fe^{+++}				
Fe^{++}		6	0,86	6
Mg	6		5,14	
(OH,F)	4		4	
Al	2,40		1,94	
Fe^{+++}	0,82		-	
Fe^{++}			-	
Mg	2,65	5,97	4,76	6,70
Ca			-	
Na	0,06		-	
K	0,04		-	
(OH,F)	12		12	

Tableau 30.- Répartition des éléments dans les différents sites structuraux, micacé et brucitique, des corundophyllites.

Eléments	Montferrier 5		Trimouns 3	
Si	5,65	8	6,15	8
Al	2,35		1,85	
Fe^{+++}	-		-	
Fe^{++}	-	6	0,30	6
Mg	6		5,70	
(OH,F)	4		4	
Al	1,35		2,56	
Fe^{+++}	0,56		-	
Fe^{++}	0,68		-	
Mg	3,71	6,37	2,97	5,69
Ca	-		0,11	
Na	0,07		0,05	
K	-		-	
(OH,F)	12		12	

Tableau 31.- Répartition des éléments dans les différents sites structuraux, micacé et brucitique, des clinochlores.

Les shéridanites et les ripidolites ($5 < Si < 5,6$) sont réunis dans les tableaux 28 et 29. Le nombre d'atomes de silicium est légèrement plus grand dans la shéridanite ($Si \simeq 5,3$, tableau 28) que dans la ripidolite ($Si \simeq 5$, tableau 29). La distinction entre ces deux chlorites repose sur la valeur du nombre d'atomes $Fe^{++} + Fe^{+++}$, plus élevé dans la ripidolite. Notons que l'indice 4,94 de Si de la chlorite 3 de Caillau (tableau 29) situe ce minéral à la limite ripidolite - corundophyllite.

Les corundophyllites ($4 < Si < 5$) sont réunies dans le tableau 30 et les clinochlores ($5,6 < Si < 6,1$) dans le tableau 31.

Tandis que les shéridanites sont très fréquentes dans tous les gîtes de talc pyrénéens, les ripidolites sont abondantes dans ceux des Pyrénées-Orientales (Roynès, Caillau) et absentes dans le St-Barthélémy (Montferrier-Trimouns).

Clinochlores et corundophyllites, très accessoires, n'ont été décelés que, localement, dans les gîtes de Montferrier, de Trimouns et de Caillau.

Il faut remarquer, en outre, que le nombre d'atomes de magnésium, toujours très élevé, augmente lorsque l'on passe des gîtes des Pyrénées-Orientales (Caillau, Roynès) à ceux des Pyrénées ariégeoises (Trimouns, Montferrier); cette augmentation s'accompagne, normalement, d'une diminution parallèle du nombre d'atomes de fer divalent.

IV.- DIFFRACTOMETRIE.-

1 - Shéridanite, ripidolite, corundophyllite, clinochlore.-

Les diagrammes donnés par ces chlorites sont peu différents. Les équidistances figurent dans le tableau 32.

De légères variations peuvent apparaître sur les équidistances des plans (001) { liées au nombre d'atomes Si, $Fe^{++} + Fe^{+++}$ } et des plans (060) { liées au nombre d'atomes $Fe^{++} + Fe^{+++}$ }.

d Å	I	Plans
14,01 14,6	m	(001)
7,05 - 7,16	F	(002)
4,73	F	(003)
3,55	F	(004)
2,83	tf	(005)
2,59	tf	
2,54	tf	
2,44	tf	
2,38	tf	
2,34	tf	(006)
2,02	tf	(007)
2,006	tf	
1,88	tf	
1,82	tf	
1,565	f	
1,53 - 1,54	f	(060)

Tableau 32 - Equidistances mesurées des chlorites.

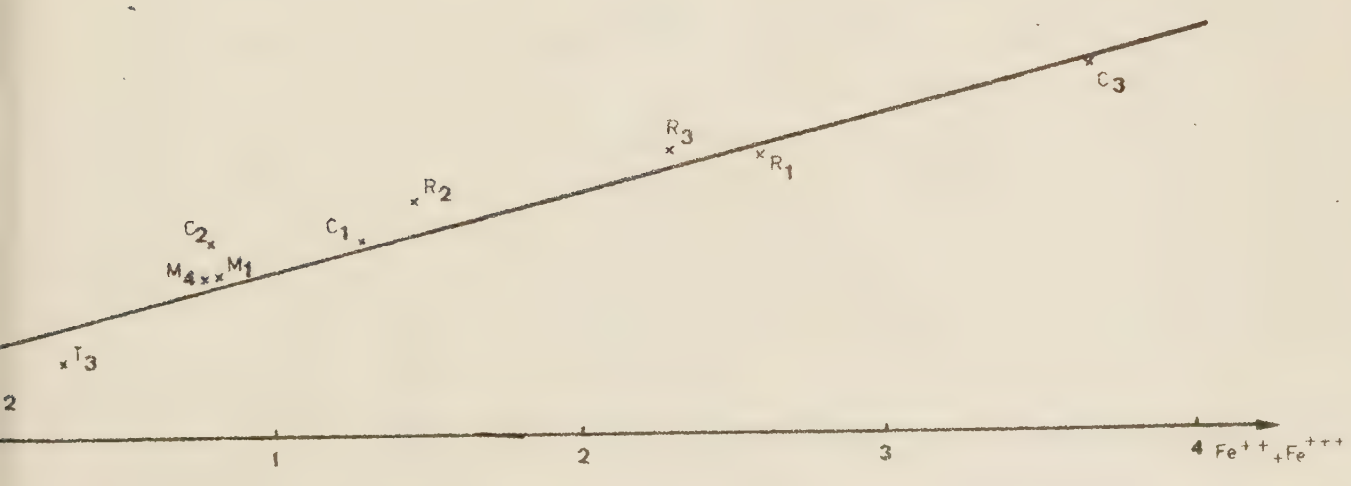


Fig. 67 - Relations entre le paramètre b et la teneur en fer des chlorites (R_1, R_2, R_3 - échantillons Roynès.- C_1,C_2,C_3.- Caillau.- M_1,M_2,M_4 Montferrier.- T_3 - Trimouns).

La fig.67 montre que le paramètre b, déduit de l'équidistance des plans (060) augmente avec la teneur en fer de la chlorite; on retrouve, ici, les résultats obtenus par M.H.Hey (1954) et H.Schirozu (1958) dans leur étude générale des chlorites.

2 - Interstratifiés vermiculite - chlorite.-

Les études thermiques différentielles ont révélé la présence, à Corneilla-de-Conflent et à Reynès, de phyllites particulières du genre vermiculite-chlorite dont seuls les rayons X permettent de préciser la nature.

a - Corneilla-de-Conflent.- Deux diagrammes, réalisés, l'un sur un échantillon non traité, l'autre sur une fraction chauffée à 550° pendant six heures, ont donné les équidistances réunies dans le tableau 33.

En dehors d'une raie très faible à 3,02 Å, attribuable à de faibles proportions de calcite, les équidistances données par le premier diagramme sont communes aux vermiculites et aux chlorites, mais la raie (002) est beaucoup plus intense que la raie (004), ce qui indique la juxtaposition de feuillets de vermiculite à ceux de la chlorite (C.E.Weaver-1956). Toutefois, ce diagramme ne permet pas de dire si ces phyllites sont formées par un mélange ou par une interstratification des deux minéraux.

L'ambiguité a pu être levée grâce aux effets du traitement thermique. En effet, à 550° C, l'épaisseur des feuillets de vermiculite (14,5 Å) diminue de 4 à 5 Å, tandis que l'intensité de la raie (002) (14,5 Å) des chlorites est, simplement, augmentée; ainsi , pour les minéraux interstratifiés, l'équidistance basale doit être intermédiaire entre celle des chlorites (14 Å) et celle des vermiculites (10 Å).

Dans notre cas, après chauffage (diagramme n°2), on trouve :

- des raies à 14,5 Å et 7,35 Å, d'intensité moyenne, découlant de chlorite bien individualisée ;

- une raie à 12,01 Å, intermédiaire entre 14 Å et 10 Å, indiquant la présence d'un minéral interstratifié vermiculite-chlorite.

Les phyllites de Corneilla-de-Conflent sont, donc, constituées par un mélange de chlorite et d'interstratifié vermiculite-chlorite.

b - Reynès - échantillon 4.- Comme précédemment, deux diagrammes ont été réalisés, l'un sur la fraction non traitée, l'autre sur une fraction chauffée à 550° C pendant 6 heures (tableau 34).

Le diagramme n°1 indique :

- la présence de faibles proportions de mica (probablement phlogopite) (raie à 10, 6 Å) et de calcite (raie à 3,03 Å).
- la juxtaposition de feuillet de vermiculite et de chlorite caractérisée par la forte intensité de la raie (002) par rapport à celle de la raie (004).

Le diagramme n°2 montre :

- les raies à 14,3 Å et 7,37 Å, de faible intensité de la chlorite bien individualisée ;
- la raie à 12,45 Å, intermédiaire entre 10 et 14 Å, traduisant l'existence de feuillets à structure mixte vermiculite - chlorite.

Ces phyllites sont des vermiculite-chlorites très voisines de celles de Corneilla-de-Conflent.

1			2	
d Å	I	Plans	d Å	I
14,5	F	(002)	14,5	m
7,25	f	(004)	12,01	tf
6,02	tf	(005)	8,04	f
4,81	mF	(006)	7,35	m
4,61	tf		6,15	tf
4,05	mf		5,79	tf
3,98	mf		4,82	F
3,62	m	(008)	4,61	F
3,48	m		4,52	f
3,27	f	(009)	4,21	f
3,02	m	calcite	3,69	tf
2,91	mf	(0010)	3,61	f
2,56	tf		2,94	f
2,46	mf		2,684	tf
2,43	f		2,562	m
2,05	f	(0014)	2,445	f
2,02	f			
1,82	f			
1,532	m	(060)		
1,505	tf			

Tableau 33 - Enregistrements diffractométriques réalisés sur deux fractions de l'échantillon de chlorite de Corneilla-de-Conflent : l'une non traitée (1), l'autre chauffée à 550° C (2).

1			2	
d Å	I	Plans	d Å	I
14,6	F	(002)	14,3	f
10,6	tf	(001)mica	12,45	tf
9,7	tf	(003)	9,38	f
8,3	tf		7,87	halo
7,24	mF	(004)	7,37	t f (halo)
6,10	tf			
5,80	tf	(005)	5,64	tf
5,43	tf		5,20	tf
4,84	m	(006)	4,57	(halo)
3,60	mf	(008)		
3,16	tf	(009)		
3,03	tf	calcite		
2,93	f			
2,88	f			
2,57	f			
2,54	f			
2,34	f			
2,065	f			
2,028	f			
1,902	f			
1,873	tf			
1,571	tf			
1,564	tf			
1,537	m	(060)		

Tableau 34.- Enregistrements diffractométriques réalisés sur deux fractions de chlorite (Reynès 4) : l'une non traitée (1), l'autre chauffée à 550° C (2).

V - CONCLUSIONS.-

L'étude minéralogique des chlorites a permis de mettre en évidence plusieurs variétés, toutes magnésiennes, dont la nature dépend de celle des roches mères.

- La shéridanite (chlorite la plus fréquente dans tous les gisements) et la ripidolite proviennent de la transformation des micaschistes à biotite et muscovite, des séricitoschistes (Montferrier, Trimouns), de cornéennes à épidote et ferro-trémolite (Caillau), de micaschistes à biotite (Reynès) ou de granite à biotite (Caillau 3). Shéridanite et ripidolite diffèrent, essentiellement, par leur teneur en fer; aussi trouve-t'on la ripidolite dans les horizons antérieurement riches en biotite.

- La corundophyllite a pris naissance dans des fractures du granite (Caillau) ou des pegmatites (Montferrier). Son rapport $\frac{Si}{Al}$ plus faible (0,87) que celui des shéridanites (1,08), traduit son mode de genèse par altération de minéraux silico-alumineux, tels que les feldspaths, abondants dans les roches génératrices. Le fait que la ripidolite de Caillau (3) se situe à la limite corundophyllite-ripidolite, s'explique par son mode de genèse à partir d'un granite à biotite.

- Le clinochlore, résulte de la transformation de pegmatites à tendance aplitique, à Trimouns, ou de quartzites à phyllite (séricite, biotite) à Montferrier. Il se distingue des chlorites précédentes par un rapport $\frac{Si}{Al}$ beaucoup plus élevé (1,45), lié à l'abondance du quartz dans le milieu générateur. La présence de biotite dans les quartzites explique que le clinochlore de Montferrier soit plus riche en fer que celui de Trimouns.

- la vermiculite-chlorite, décelée à Reynès et à Corneilla-de-Conflent, est associée à du phlogopite dans le premier gîte et résulte de l'altération de ce mica* par un processus identique à celui observé dans l'auréole de transformation des ophites (J.P. Fortuné, P. Monchoux et M. Orliac, 1968) ; dans le deuxième, elle se dispose en placages très laminés sur les épontes du gisement et pourrait être de néoformation.

Les analyses chimiques révèlent toujours une teneur en fer ferreux supérieure à la teneur en fer ferrique, ce qui indique un milieu de formation peu ou pas oxydant. Les mêmes oligoéléments apparaissent dans les chlorites et les talcs de ces divers gisements. Ils sont, cependant, plus concentrés dans les chlorites que dans les talcs. Les teneurs en fluor sont plus importantes dans les chlorites qui proviennent de la transformation d'enclaves granitiques ou pegmatitiques. Le titane, libéré par l'altération des minéraux micacés, entre dans la composition du sphène, lorsque le calcium est présent, ou du rutile, en l'absence de cet élément.

---

* - Rappelons que la transformation phlogopite-vermiculite a été réalisée en laboratoire par de nombreux auteurs.

- CHAPITRE III -

CONCLUSIONS GENERALES
SUR L'ETUDE des GITES de TALC PYRENEENS

++++++++

Liés à des niveaux stratigraphiques différents, les cinq gisements typiques étudiés sont tous inclus dans des formations hercyniennes : Dévonien moyen (Corneilla-de-Conflent, Caillau), Paléozoïque de la série de Canaveilles (Reynès), Silurien (Montferrier, Trimouns).

Tous sont caractérisés par la présence constante de dolomies ou de calcaires dolomitiques associés à des roches silico-alumineuses qui peuvent être différentes. La nature et l'origine de ces dernières permettent de répartir les divers gisements en deux groupes :

1)- Gîtes inclus dans les terrains métamorphiques : schistes épimétamorphiques au toit du gisement de Corneilla-de-Conflent; micaschistes à biotite à Reynès; migmatites, micaschistes à biotite et muscovite, séricitoschistes à Trimouns et Montferrier;

2)- Gîtes inclus dans les formations intrusives : granite de Quérigut - Millas à Caillau.

La présence de roches intrusives est apparente au voisinage des gisements du premier groupe, celui de Corneilla-de-Conflent excepté; diorites et gabbros liés au massif granitoïde de St-Laurens-de-Cerdans et pegmatites (rares) à Reynès; pegmatites, aplites et quartz reliés à l'intrusion d'un massif d'orthogneiss, contemporaine de la migmatisation (H.J.Zwart- 1953), à Montferrier et à Trimouns.

Le métamorphisme a développé dans les dolomies les moins pures des minéraux tels que : trémolite, phlogopite, épidote, clinozoïsite, diopside (Reynès) ou forstérite (Trimouns); les dolomies les plus pures ont été recristallisées*; on y rencontre parfois du graphite (Trimouns, Montferrier) et, accidentellement, de la trémolite qui résulte de l'action de la silice sur les dolomies lors de la mise en place des filons de pegmatites (Trimouns) ou de quartz (Pic d'Ourlès). La formation de ces minéraux, antérieure à celle du talc, permet d'éliminer l'hypothèse d'une dolomitisation contemporaine de la talcification.

Le talc, constamment associé à des chlorites, apparaît toujours en filons ou en couches, de puissance variable, dans des zones où les phénomènes tectoniques ont été marqués par une intense fracturation des calcaires dolomitiques et des roches encaissantes (Corneilla, Caillau, Reynès) ou une mylonitisation très accentuée des dolomies** (Trimouns, Montferrier). L'augmentation de porosité communicante due à ces actions mécaniques a favorisé le cheminement et l'action de solutions hydrothermales dont les effets apparaissent dans les épigénies et les dépôts de fissure.

On trouve dans tous les gisements, les mêmes minéraux essentiels : talc, chlorite, calcite, des différences pouvant intervenir quant aux minéraux accessoires : trémolite, quartz, pyrite, pyrrhotite.

---

* Rappelons que M.Christophe Michel-Levy (1957) a réalisé la synthèse du diopside et de la trémolite à partir de dolomies plus ou moins pures et que "la formation de ces deux minéraux a lieu à plus basse température dans le milieu le plus ferrugineux"

** G.Pérami (1971) a montré que les dolomies et les calcaires dolomitiques soumis à des contraintes mécaniques, s'écrasent et se fissurent, tandis que les calcaires se déforment plastiquement.

Le talc, concentré principalement au contact des dolomies ou des calcaires magnésiens, se présente en lamelles dont la taille, commandée par celle des cristaux de dolomite, varie de 300 à 800 μ (Trimouns) à 30 à 40 μ (Corneilla). Lorsque l'épigénisation est totale, les échantillons de talc montrent une structure analogue à celle des dolomies originelles (Montferrier, Trimouns). L'épigénie est soulignée par le transfert des particules de graphite, formé antérieurement par métamorphisme au sein des dolomies. Cependant, du talc se développe, aussi, à partir de quartzites (Montferrier, Trimouns), de chlorites, et, accidentellement de trémolite (Caillau, Reynès, Montferrier, Trimouns). Enfin sa présence en grandes paillettes (du millimètre au centimètre) avec de l'antigorite* et des chlorites dans des diaclases de la couche de talc ou des dolomies "correspond évidemment à de véritables dépôts de géodes ou de fissures" (LCapdecomme, 1950).

Les chlorites, toujours très abondantes (Caillau, Montferrier, Trimouns) peuvent constituer l'essentiel du produit extrait (Reynès). Seul, le gisement de Corneilla fait exception. La nature des chlorites dépend, comme nous l'avons vu, de celle des roches originelles. Dans les horizons riches en silice et en alumine (micaschistes à biotite et muscovite, séricitoschistes) apparaît la shéridanite; lorsque la teneur en fer augmente (micaschiste à biotite, granite à biotite) se forme la ripidolite; s'ils sont un peu plus alumineux (pegmatites), on trouve la corundophyllite, tandis que le clinochlore prend naissance à partir de roches très siliceuses (aplites, quartzites à phyllites). La genèse de ces chlorites implique une transformation des minéraux de ces différentes roches par des solutions magnésiennes.

Le cas particulier de la transformation épidote - trémolite en shéridanite (Caillau) suggère que cette association n'était plus stable lors de la genèse du "talc"; cela conduit à

---

* S.Caillère et S.Hénin (1960) ont réalisé, à pression ordinaire, la synthèse de l'antigorite à une température de 100° C.

envisager pour ce dernier une température de formation inférieure à 400° C (l'apparition du faciès trémolite-épidote est de 400°C sous une pression de 1000 bars (F.Winkler-1959)).

Des vermiculites-chlorites apparaissent à Reynès où elles proviennent d'une altération du phlogopite par les eaux magnésiennes, et à Corneilla où elles sont associées à de la montmorillonite et paraissent être de néoformation. Ce dernier gisement est caractérisé par l'association talc-vermiculite-chlorite-montmorillonite et permet d'évoquer les expériences de J.J.Fawcett et H.S.Yoder (1966), étudiant le système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, qui ont obtenu vers 400° C et sous 2000 bars, des mélanges talc ou quartz-montmorillonite-chlorite (ces essais n'ont pas été poursuivis au-dessous de 400° C).

La calcite, en monocristaux très caractéristiques, portant "régulièrement la marque du glissement résultant d'actions mécaniques intenses postérieures à leur formation" (L.Capdecomme-1950) a été rencontrée dans les fractures des calcaires magnésiens ou des dolomies. Sa répartition est très inégale, suivant les gisements : rare à Reynès, moins rare à Trimouns, plus abondante à Montferrier, Caillau et Corneilla. Le calcium, libéré par la talcification de la dolomite, ne peut précipiter sous forme de calcite qu'à la suite d'un brusque départ de CO_2*; cela explique les localisations constantes de la calcite dans des fractures qui ont permis le départ du CO_2 des solutions.

Dans les gisements de Montferrier, de Caillau et de Corneilla, l'intense fracturation des roches carbonatées, aux épontes de la couche de talc, a ainsi favorisé la précipitation du calcium au sein des gisements sous forme de calcite ; par contre, dans les gisements de Reynès et de Trimouns, dont le toit

---

* Un abaissement de la température des solutions hydrothermales ne peut être invoqué pour expliquer la précipitation de la calcite, puisque celle-ci est d'autant plus soluble que la température est plus faible (H.L.Barnes-1967).

de la couche de talc est constitué par des "schistes" peu perméables, le CO_2 n'a pu s'échapper des solutions hydrothermales qui ont migré en entraînant avec elles la plus grande partie du calcium.

L'abondance de calcite dans les gisements de Corneilla et de Caillau s'explique par le fait que le talc a été formé à partir de calcaires dolomitiques et non de dolomies; la calcite de ces calcaires magnésiens, mobilisée et reprécipitée par les solutions hydrothermales, s'ajoute à celle que la dédolomitisation a libéré. Les teneurs relativement élevées en strontium des calcites confirment cette double origine car la phase calcique des calcaires magnésiens contient beaucoup plus de strontium que la phase dolomitique.

La <u>trémolite</u>, en cristaux massifs au Pic d'Ourlès, en fines aiguilles au contact des pegmatites incluses dans le gîte de Trimouns, ou en particules difficiles à isoler dans les calcaires magnésiens ou les chloritoschistes (Reynès) est toujours partiellement ou totalement rétromorphosée en talc. Ceci traduit une instabilité de cette amphibole dans les conditions de formation du talc. M.Christophe Michel-Levy (1957) a réussi la synthèse de la trémolite, associée ou non à du diopside, à partir du mélange quartz-dolomie-eau, pour des températures comprises entre 350° C et 450° C sous des pressions de 270 à 380 bars, le talc se formant au-dessous de 350° C. En outre, E.Hellner et K.Schürman (1966) [in W.G.Ernst (1968)] ont montré que la trémolite se décomposait en talc-calcite-quartz au-dessous de 350° C sous une pression d'eau de 1000 bars et une pression de CO_2 de 50 bars. Ces expériences conduisent à envisager une température de formation du talc inférieure à 350° C.

L'absence de trémolite dans le gisement de Corneilla concorde avec la faible intensité du métamorphisme dans cette région.

Le quartz, massif ou en cristaux au faciès caractéristique (prismes très allongés, souvent courbés, parfois brisés suivant le clivage imparfait (10$\bar{1}$1) par les mêmes causes qui ont déformé les gros cristaux de calcite), est présent en quantité variable dans tous les gisements, sauf à Corneilla.

La pyrite, abondante à Montferrier et à Trimouns (cubes très rares et surtout octaèdres et trapézoèdres), moins fréquente à Reynès et à Caillau (inclusions fines), est absente à Corneilla-de-Conflent. Le fait d'observer les mêmes formes, généralement écrasées, dans les dolomies et dans le talc, à Montferrier et à Trimouns, suggère que ces pyrites se trouvaient dans les dolomies avant la formation du talc. Cependant, il existe à Trimouns des pyrites qui se distinguent nettement des précédentes par leur forme (cubes allongés suivant le λ4) et l'absence de toute limonitisation; incluses dans les chloritotalcschistes, ces pyrites sont vraisemblement contemporaines de la formation du talc et des chlorites.

La pyrrhotite n'a été trouvée qu'à Trimouns. Elle est hexagonale dans les formations du toît, hexagonale et monoclinique dans la couche de talc. Si l'on admet que la venue de l'ensemble de la pyrrhotite est liée à celle des pegmatites, la forme hexagonale aurait été transformée partiellement en forme monoclinique par les solutions qui donnaient naissance au talc; la présence de pyrrhotite monoclinique serait l'indice d'une température inférieure à 300° C.

La formation de chlorite à partir d'épidote et de trémolite, la rétromorphose de la trémolite en talc, l'association vermiculite-chlorite-talc, la transformation partielle de pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique concourent pour attribuer à tous ces gisements une température de formation inférieure à 300° C. L'étude du départ des inclusions gazeuses, selon la méthode préconisée par G.Deicha (1955), tend à confirmer que l'essentiel des talcs des différents gîtes Pyrénéens se seraient formés à des températures

comprises entre 215° C et 275° C; cependant les larges lamelles de talc associé à de l'antigorite, déposées tardivement dans des fissures, décrépitent vers 160° C. Une étude décrépitométrique effectuée sur des quartzde différents gisements et sur les pyrites se présentant en cube dans les chloritoschistes de Trimouns permettrait d'attribuer, à ces deux minéraux, une température de formation voisine de 250° C.

CONCLUSIONS.-

Bien que localisés dans des horizons géologiques différents, les gisements de talc pyrénéens présentent de grandes analogies : traces constantes d'une intense fracturation, présence de dolomies ou de calcaires dolomitiques, températures de formation très voisines. Cependant, l'abondance des chlorites dans les gisements de Reynès, de Caillau et du St-Barthélémy distingue nettement ces gîtes de celui de Corneilla, caractérisé par la présence d'argiles et par une faible teneur en chlorite. Ces différences minéralogiques nous amènent à concevoir deux processus de formation, convenant l'un aux gîtes de Reynès, de Caillau et du St-Barthélémy, l'autre à celui de Corneilla.

1 - Gîtes de Reynès, de Caillau et du St-Barthélémy.-

Après les phénomènes de métamorphisme ou de granitisation, des accidents tectoniques ont broyé toutes les roches, favorisant le passage de solutions hydrothermales. Celles-ci ont réagi, en donnant des chlorites magnésiennes, sur les horizons silico-alumineux, ou du talc sur les quartzites; cela implique un apport de magnésium.

La formation des chlorites à partir des micas, des feldspaths et la présence de quartz donnent des solutions enrichies en silice qui peuvent réagir sur les dolomies et, parfois, sur des chlorites déjà formées.

Sur les dolomies, elles donnent les principales concentrations de talc et le calcium dissous est en partie reprécipité sous forme de calcite.

Sur les chlorites, elles donnent du talc avec libération d'alumine, de fer et de magnésie, qui se recombinent en donnant de nouvelles chlorites plus riches en fer.

La venue de magnésium apporté par les solutions hydrothermales paraît ainsi s'imposer * pour expliquer la genèse de ces gisements de talc, mais l'origine de ces solutions est plus incertaine. Les gîtes étudiés, tous localisés sur des accidents d'âge hercynien, sont postérieurs aux phénomènes de métamorphisme ou de granitisation qui ne peuvent donc être invoqués; P.Laffitte (1966) attribue, d'ailleurs, un âge tardi-hercynien aux gîtes pyrénéens de talc et de magnésite. On peut envisager un lessivage de dolomies plus profondes par les solutions hydrothermales ou faire appel à des venues magnésiennes tardi-hercyniennes prémonitoires des montées du manteau supérieur, à la faveur des grandes dislocations pré-alpines, qui ont donné naissance aux lherzolites. On rejoindrait l'hypothèse de J.P.Destombes (1966) sur une liaison entre les gisements de giobertites ou de talc des Pyrénées et le magmatisme ophitique.

2 - Gîte de Corneilla-de-Conflent.-

Ici, l'hypothèse simple d'une action directe de la silice sur les dolomies suffit pour expliquer la formation du talc, certes peu abondant, mais caractérisé par une très grande pureté; le flux hydrothermal, venu à la faveur du broyage, s'est enrichi en silice au cours de la transformation des schistes en illite.

---

* G.Guitard (1967) attribue la formation du gîte de magnésite de Montner (P.O.) à des venues hydrothermales magnésiennes.

Les chlorites n'existent qu'aux épontes du talc, l'aluminium nécessaire, beaucoup moins mobile que la silice, ayant été emprunté lui aussi aux schistes.

Des indices analogues à celui de Corneilla, mais ayant toujours une extension limitée, sont fréquents dans les Pyrénées [(Baixas (P.O.), Counouzouls (Aude), Espezel (Aude), Ustou (Ariège)] et soulignent la fréquence d'un mode de genèse du talc qui tire entièrement son magnésium de la dolomie.

Ainsi, dans les gisements Pyrénéens, le talc d'origine hydrothermale est dû, essentiellement, à l'action directe de la silice sur les dolomies, parfois aussi à l'action d'eaux magnésiennes sur des quartzites. La source principale de silice réagissant sur les dolomies doit généralement être recherchée dans une transformation de roches encaissantes sous l'effet de solutions magnésiennes qui donnent d'abondantes chlorites ou de solutions non magnésiennes qui donnent des illites.

- III^{ème} PARTIE -

ESSAI DE REPRODUCTION DE REACTIONS NATURELLES DONNANT DU TALC OU DES CHLORITES

L'étude des gisements de talc a mis en relief l'importance des phénomènes tectoniques dans la formation du talc : la mylonitisation et la fracturation des roches associées, ont favorisé le passage et l'action de solutions hydrothermales, et les solutions riches en silice ont pu ainsi réagir sur les dolomies et sur les calcaires dolomitiques pour donner du talc dont la température de formation serait de l'ordre de 300° C.

Nous avons effectué des expériences en conditions hydrothermales permettant de suivre le comportement :

1 - du quartz, de la dolomite, d'un mélange dolomite-quartz dans de l'eau pure ;

2 - d'un séricitoschiste dans de l'eau chargée de magnésie.

Les résultats obtenus dans ces expériences doivent être considérés comme qualitatifs, notamment dans le cas des carbonates dont la solubilité est influencée par la teneur en CO_2; ils permettent, cependant, de mettre en évidence l'influence de la température et de la granulométrie sur la vitesse de dissolution et les conditions de formation de nouvelles phases minérales.

Les expériences ont été réalisées au moyen d'un appareil de percolation spécialement conçu et mis au point, qui permet :

1 - le lessivage d'un lit de poudre à vitesse d'écoulement constante et à température définie pouvant atteindre 300° C, sous pression saturante de vapeur d'eau ;

2 - d'effectuer des prélèvements successifs du liquide de percolation.

Le dosage d'un élément chimique* contenu dans ces prélèvements successifs de volume constant Δv permet la construction, point par point, d'une courbe $c = f(t)$ [c = concentration de l'élément, t = temps de lessivage].

---

* La silice a été dosée par colorimétrie (formation du complexe silicomolybdique) ; le calcium, le magnésium et l'aluminium par spectrophotométrie d'absorption atomique; le potassium et le sodium par spectrophotométrie de flamme.

- CHAPITRE I -

APPAREILLAGE ET MODE OPERATOIRE

I - DESCRIPTION DE L'APPAREIL.

L'appareil schématisé sur la fig. 68 comprend les parties suivantes :

- le four (F) ;
- l'autoclave (A) ;
- le système d'alimentation et de contrôle (C).

1 - Le four.

C'est un four cylindrique vertical de 300 mm de longueur avec un tube axial en alumine de 100 mm de diamètre intérieur. Un régulateur, commandé par un thermocouple chromel-alumel placé dans une gaine (T) au contact de la résistance chauffante, permet de contrôler la température à ± 5° C près.

2 - L'autoclave et la tête de percolation.

L'autoclave (fig.69) est constitué par un tube cylindrique (D) en acier inoxydable (Nicral D) de 164 mm de long, 50 mm de diamètre extérieur et 32 mm de diamètre intérieur. Six vis en acier prenant appui sur chacune des deux pièces en fer (G), vissées au corps de l'autoclave, bloquent, sur ce dernier, deux couvercles à joints lenticulaires (E).

Sur le couvercle supérieur qui porte une prise d'arrivée d'eau (O), se visse la tête de percolation (B). Un joint en gaflon j1 permet de réaliser l'étanchéité entre les deux pièces. La tête de percolation en acier inoxydable (18/8 Mo) comprend deux éléments : un porte-échantillon (p) destiné à recevoir la poudre et un tube d'écoulement (e) de l'eau. Une pastille frittée en acier inoxydable (f), d'une porosité de 10µ,

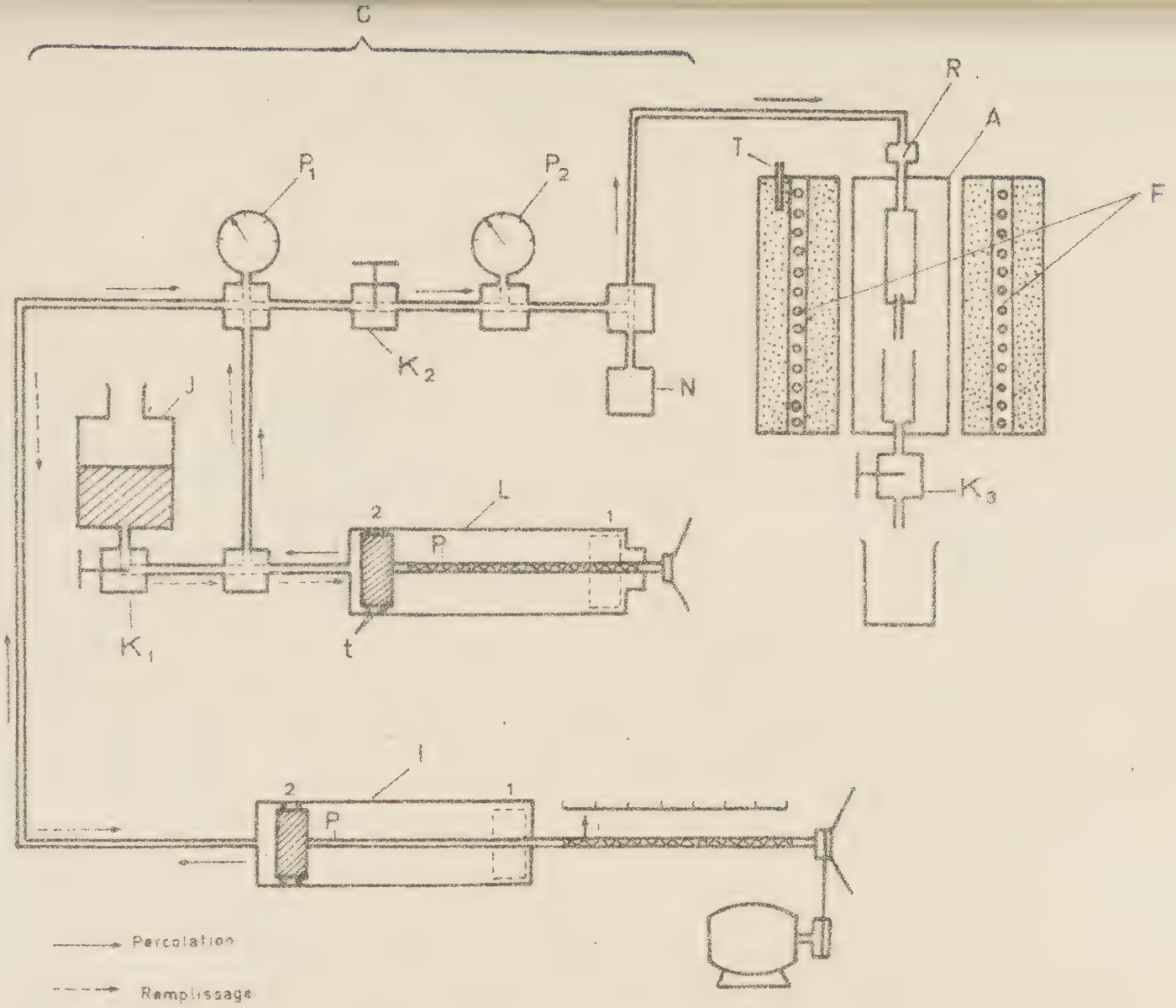
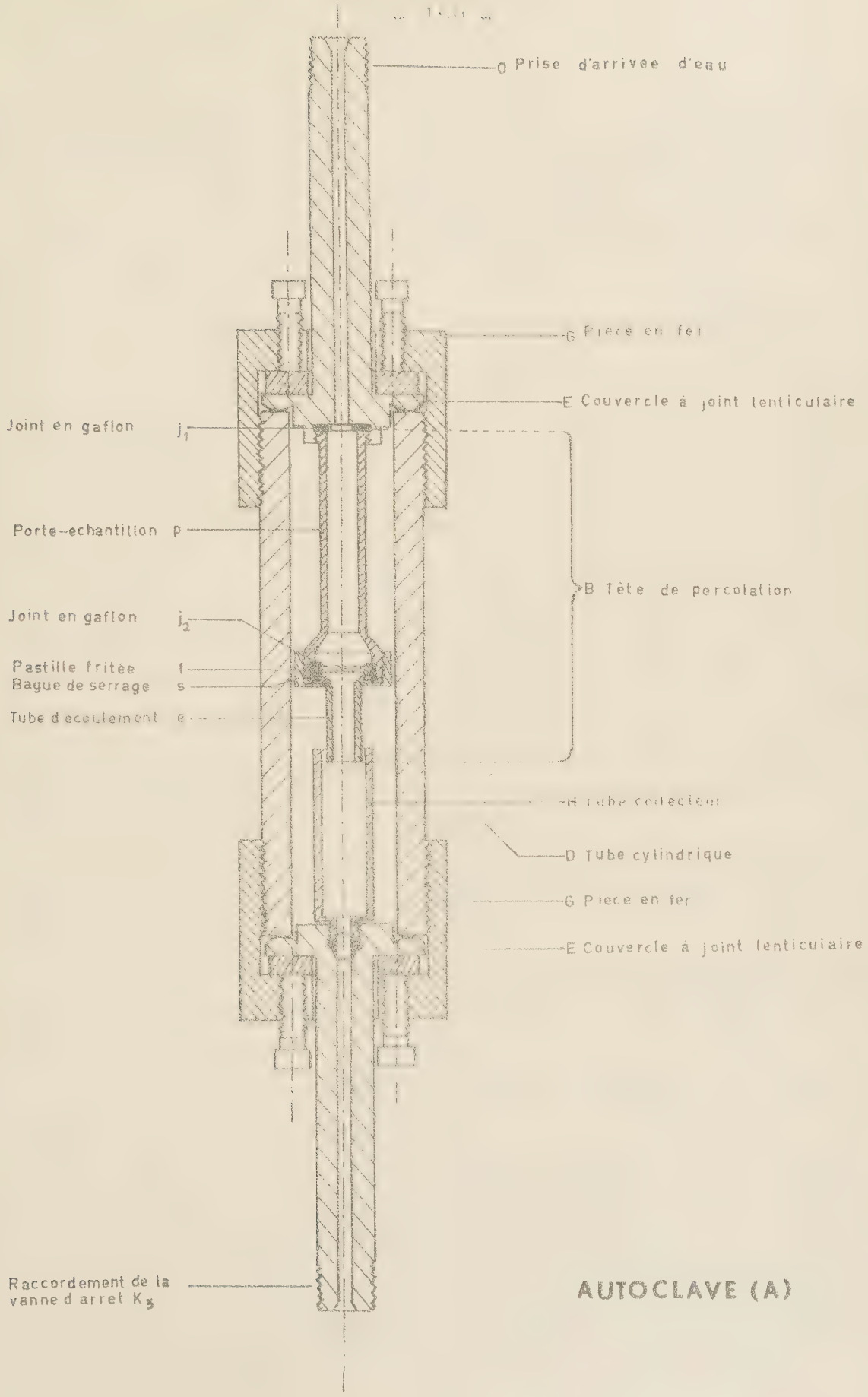


Fig. 68 - Schéma de l'appareil de percolation.



AUTOCLAVE (A)

Fig 69

maintenue par deux joints en gaflon (j 2) est placée entre ces deux éléments assemblés par une bague de serrage (s).

Sur le couvercle inférieur de l'autoclave sont vissés un tube collecteur (H), d'une capacité de 11 cm^3 et une vanne d'arrêt K_3 (fig. 68).

3 - Le système d'alimentation et de contrôle (fig. 68).

Le système d'alimentation se compose d'un cylindre (I) en acier inoxydable d'une capacité de 120 cm^3, relié par une tubulure (Ø intérieur 2,5 mm, Ø extérieur 8 mm) à un récipient en polyéthylène (J) contenant la solution de lessivage et à la prise d'eau du couvercle supérieur (O) de l'autoclave. Ce cylindre (I) peut être isolé du récipient (J) par une vanne d'arrêt K_1, et, de la prise d'eau (O), par la vanne d'arrêt K_2. Il est muni d'un piston P_i, dont le déplacement commandé par un moteur permet d'injecter de l'eau à vitesse constante. Deux joints toriques (t) assurent l'étanchéité entre le corps du cylindre et le piston. Un index (i) solidaire de la tige du piston se déplace devant une règle graduée et permet de connaître le volume d'eau injectée.

Une soupape de sûreté (N) munie d'une pastille d'éclatement (100 kg/cm^2) est placée dans le circuit d'alimentation.

Pour réaliser un nouveau cycle d'injection, sans modifier les conditions de température et de pression à l'intérieur de l'autoclave, il fallait :

a - isoler l'autoclave du système d'alimentation (ceci est réalisé à l'aide de la vanne K_2) ;

b - rétablir la pression dans le circuit d'alimentation après remplissage du cylindre I. Dans ce but, un deuxième cylindre L, muni d'un piston P_L est relié à ce circuit par un raccord en T. La capacité de ce cylindre est de 100 cm^3. Un déplacement manuel du piston P_L permet d'élever la pression dans le circuit d'alimentation jusqu'à la valeur indiquée par le manomètre P_2.

La régulation de la température est commandée par un couple thermoélectrique situé près de la résistance du four et non dans l'autoclave; un étalonnage préalable permet d'établir la correspondance entre les températures indiquées par le régulateur et les températures réelles dans l'autoclave, calculées à partir des pressions mesurées.

II - CONDUITE D'UNE EXPERIENCE.

1 - Remplissage du circuit d'alimentation.

Avant de commencer une expérience, on doit remplir les cylindres I, L et le circuit d'alimentation, en s'assurant que l'air a été totalement chassé.

Pour cela, on ferme la vanne K_2 et on ouvre la vanne K_1; les cylindres I et L sont ensuite remplis en aspirant la solution du récipient J par déplacement manuel des deux pistons de la position 2 à la position 1 (fig.68). On ferme alors la vanne K_1 et on ouvre la vanne K_2; un déplacement du piston P_L fait arriver l'eau à la prise de raccordement R du circuit d'alimentation (fig.68) au couvercle de l'autoclave (O).

Afin de s'assurer qu'il n'y a plus d'air dans le circuit, on ferme les vannes K_1 et K_2 et on comprime la solution dans les deux cylindres jusqu'à une pression déterminée sur P_1 : celle-ci doit rester constante, le piston étant immobile. S'il y a de l'air, la pression tend à diminuer lentement et la sensibilité des variations de pression à un faible déplacement des pistons est très diminuée.

2 - Mise en place de l'échantillon.

Après avoir ôté le couvercle supérieur de l'autoclave, on introduit de l'eau déminéralisée entre le corps de ce dernier (D) et le tube collecteur (H); la vaporisation de cette eau lors de la montée en température provoquera l'élévation de

la pression. Une quantité soigneusement pesée de poudre est ensuite placée sur la pastille frittée dans la tête de percolation qui est, alors, vissée au couvercle supérieur de l'autoclave. Celui-ci est fermé, puis introduit dans le four. Sa partie supérieure est finalement reliée au circuit d'alimentation par une tubulure en acier inoxydable, tandis que la vanne d'arrêt K_3 est vissée à sa partie inférieure.

Le four est alors branché; on injecte la solution dès que la pression lue sur les manomètres P_1 et P_2 a atteint la valeur choisie pour l'essai.

3 - Injection de l'eau.

Elle est obtenue par déplacement progressif du piston I de la position 1 à la position 2. Dans tous nos essais, nous avons adopté une vitesse d'injection de 1,3 cm3/minute.

L'apport d'eau froide, en début d'injection, entraîne une légère baisse de pression; on rétablit immédiatement la pression initiale en affichant une température légèrement supérieure.

Lorsque 5 à 10 cm^3 de solution ont été injectés, on ouvre la vanne K_3 en déterminant une vitesse d'écoulement égale ou légèrement inférieure à la vitesse d'injection. On évite ainsi un départ de vapeur d'eau qui provoquerait une chute brutale de la pression. Le liquide est recueilli dans des récipients jaugés.

Quand la solution contenue dans le cylindre I a été injectée en totalité, le moteur qui entraîne le déplacement du piston s'arrête automatiquement. On ferme la vanne K_2 afin d'isoler l'autoclave et on ouvre progressivement la vanne K_1 afin de faire tomber la pression dans le circuit compris entre la vanne K_2 et les cylindres I et L. On procède au remplissage du cylindre I, on ferme la vanne K_1 et, à l'aide du piston PL, on amène la pression P_1 du circuit à une valeur égale à celle

indiquée par le manomètre P_2 ; les deux circuits étant alors en équilibre, on peut ouvrir la vanne K_2 et continuer l'injection.

III - PREPARATION DES POUDRES.

Les échantillons de quartz et de dolomie ont été concassés au broyeur à mâchoires, et on a isolé la tranche granulométrique 0,5 - 1,6 mm ; un tamisage permet d'éliminer la plus grande partie des fines particules, ainsi que le fer arraché au broyeur. Les grains retenus sont broyés dans un mortier d'Abich ; la pression, nécessaire à l'écrasement, est fournie par une presse entre les plateaux de laquelle est placé le mortier. Ce mode de broyage est celui qui introduit le moins d'impuretés dans la poudre et qui produit le minimum d'éléments fins. Un tamisage à sec fournit finalement la fraction granulométrique 40 - 63 µ, retenue pour nos essais. Les fines particules adhérant aux grains sont éliminées dans l'eau par une sédimentation très brève, de façon à réduire au minimum les phénomènes de dissolution.

Les essais sur le séricitoschiste n'ont pas été effectués sur une granulométrie définie, mais sur un produit obtenu par écrasement dans un mortier d'Abich.

- CHAPITRE II -

DISSOLUTION DU QUARTZ

Le quartz pur utilisé provient de Montredon-Labessonié (Tarn).

Tous nos essais ont été effectués sur une masse M = 6 g, dont la surface spécifique σ, mesurée par la méthode B.E.T. est égale à 2360 cm^2/g. La surface totale S, de la poudre est égale à $M\sigma$, soit 1,416 m^2. Après lessivage de la poudre, l'eau est recueillie par volumes Δv de 30 cm^3 correspondant à une durée de percolation Δt de 23 minutes. Dans ces fractions successives, la concentration c en silice permet de calculer la masse Δm extraite dans chaque volume d'eau Δv :

$$\Delta m = c . \Delta v.$$

Les expériences ont été réalisées aux températures de 120° C, 150° C, 180° C, 200° C, 220° C, 235° C et 250°C.

Les résultats obtenus à ces diverses températures sont reportés dans les tableaux 35 a, b, c, d, e, f et g. Chacun d'eux donne, en fonction du temps t qui s'est écoulé depuis le début de l'expérience :

a) la concentration c (en mg/l) de chacune des fractions de 30 cm^3 ;

b) la masse totale de silice extraite au bout du temps t, rapportée à l'unité de surface $\frac{\xi \Delta m}{S} = \frac{m}{S}$ (en $\mu g/m^2$).

Ces résultats sont représentés par les courbes $c = f(t)$ (fig.70) et $\frac{m}{S} = \varphi(t)$ (fig.71).

t/23	c	c_{a_m}
1	10	212
2	4,5	308
3	3,5	382
4	3,4	454
5	2,75	512
6	2,25	560
7	2,15	605
8	2,10	650
9	1,6	684
10	1,55	717
11	1,55	751
12	1,18	776
13	0,9	795
14	0,85	813
15	0,90	832
16	0,73	848
17	0,70	863
18	0,75	879
19	0,85	897
20	0,7	913
21	0,76	929
22	0,73	944

Tableau 35 a - T° = 120° C
P = 2 kgf/cm²

t/23	c	c_{a_m}
1	21	445
2	14,5	751
3	12,5	1015
4	11,5	1257
5	9	1448
6	8	1617
7	7	1765
8	7,5	1824
9	7	2072
10	6,5	2209
11	6	2336
12	5	2442
13	4,4	2535
14	3	2620
15	5,1	2728
16	3,74	2807
17	3,8	2887
18	3,6	2964
19	4,6	3061
20	4,2	3150
21	4,1	3237
22	4,2	3326
23	3,74	3405

Tableau 35 b - T° = 150° C
P = 5 kgf/cm²

t/23	c	c_{a_m}
1	68	1440
2	57	2650
3	55	3810
4	48	4820
5	44	5760
6	34	6480
7	27,5	7060
8	27,5	7640
9	25,5	8180
10	24,5	8696
11	22	9162
12	21	9607
13	16	9946
14	14,5	10256
15	14,2	10556
16	14,3	10856
17	14,5	11156
18	14	11452
19	13,2	11732
20	13,3	12012
21	12,8	12283
22	10,7	12508

Tableau 35 c - T° = 180° C
P = 10 kgf/cm²

t/23	c	c_{a_m}
1	82	1740
2	68	3180
3	62	4490
4	64,8	5860
5	65	7240
6	55	8410
7	52,3	9520
8	51	10600
9	51	11680
10	43	12595
11	41	13465
12	39	14290
13	40	15140
14	32,4	15825
15	31,5	16490
16	33	17190
17	30,5	17840
18	32	18505
19	29,8	19185
20	29,8	19815
21	29,8	20445
22	29,8	21075
23	28	21670

Tableau 35 d - T° = 200° C
P = 15 kgf/cm²

t/23	c	c_{a_m}
1	102	2180
2	111	4530
3	114	6950
4	122	9530
5	126	12210
6	123	14790
7	122	17370
8	120	19910
9	120	22510
10	110	24840
11	106	27080
12	103	29270

Tableau 35 e - T° = 220° C
P = 22 kgf/cm²

t/23	c	c_{a_m}
1	203	4330
2	246	9550
3	236	14550
4	225	19350
5	224	24100
6	214	28650
7	196	32800
8	185	36700
9	180	40520
10	158	43870
11	158	47220
12	148	50360

Tableau 35 f - T° = 235° C
P = 35 kgf/cm²

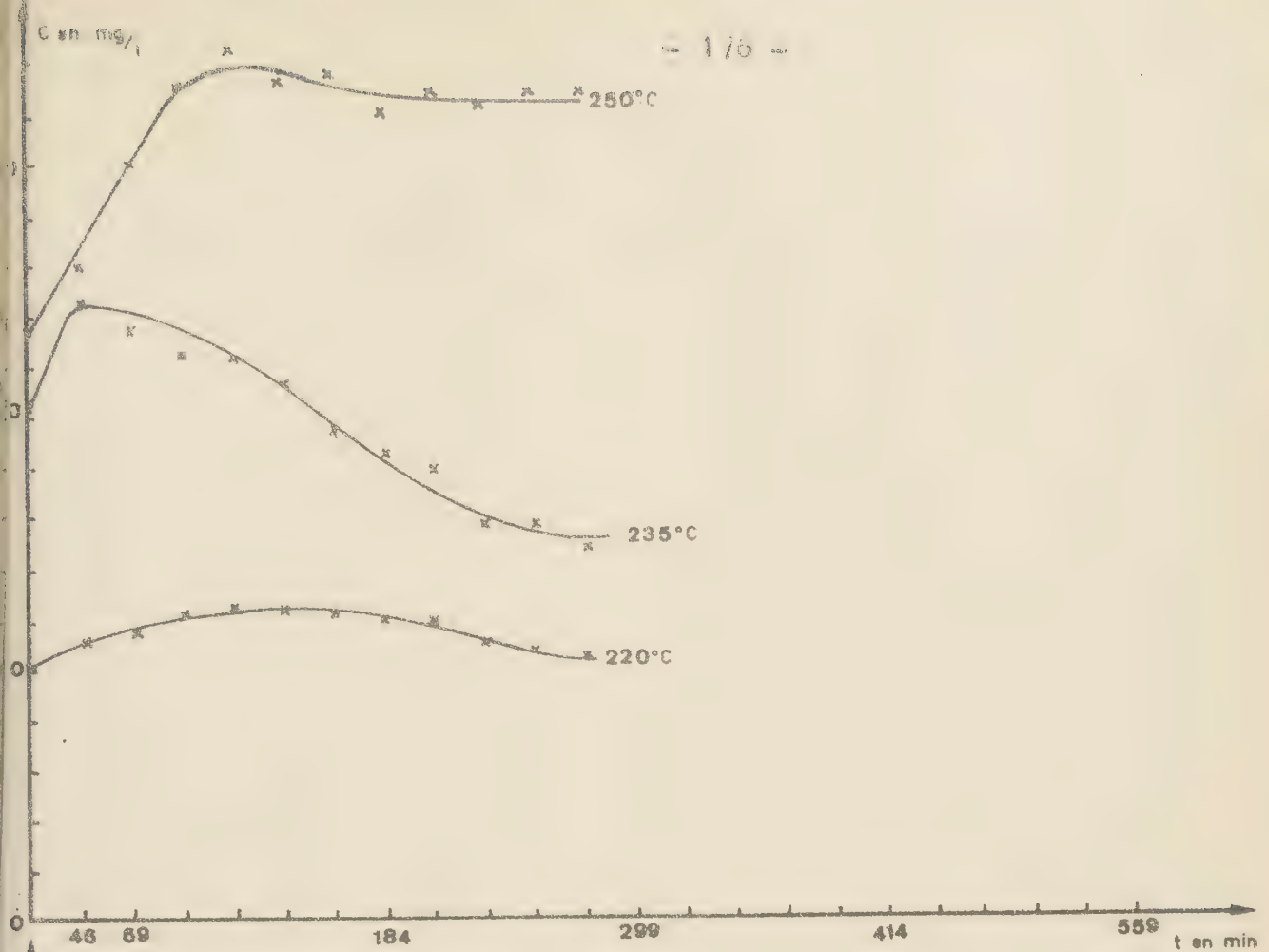
t/23	c	c_{a_m}
1	237,5	5000
2	260	10500
3	300	16850
4	330	23850
5	345	31200
6	330	38200
7	337	45350
8	320	52050
9	330	59250
10	325	66150
11	330	73350
12	330	80350

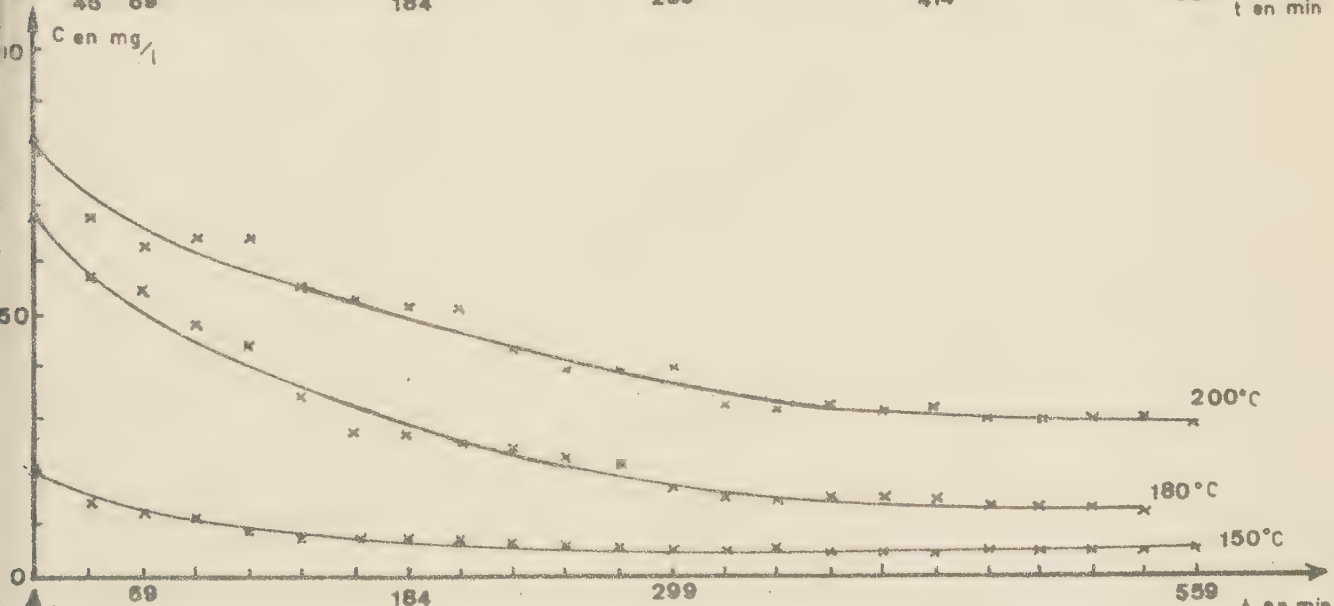
Tableau 35 g - T° = 250° C
P = 40 kgf/cm²

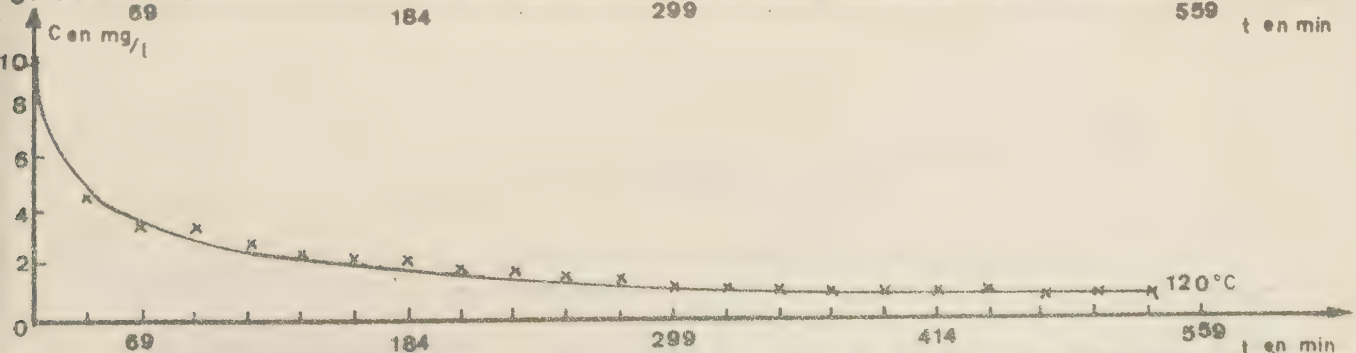
t : temps total de percolation (en minutes).

c : concentration en silice (en mg/l) de chaque fraction de 30 cm^3.

c_{a_m} : quantité totale de silice extraite au temps t, rapportée à l'unité de surface (en $\mu g/m^2$).







g. 70 - Variation de la concentration au cours du lessivage du quartz par l'au pure à différentes températures : 120 - 150 - 180 - 200 - 220 - 235 0°C.

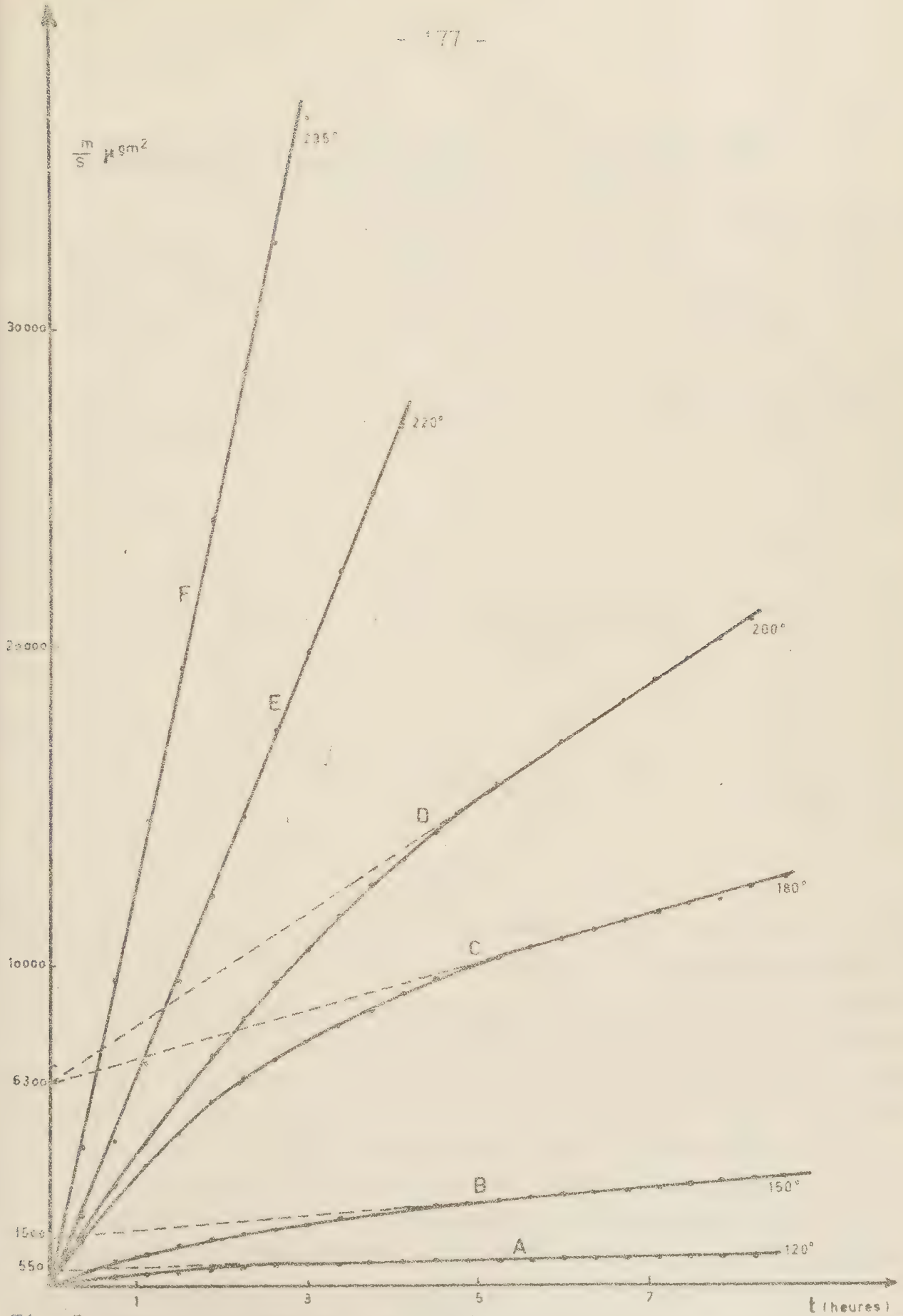


Fig. 71 - Courbes cumulatives $\frac{m}{s} = f(t)$ pour les températures de 120°C, 150°C, 180°C, 200°C, 220°C, 235°C.

I - VARIATIONS DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DU TEMPS.

A chaque instant t, la valeur de la concentration c permet de calculer la vitesse de dissolution V ; en effet, il existe entre ces deux variables une relation simple :

$V = \frac{\Delta m}{\Delta t} = \frac{\Delta m}{\Delta v} \cdot \frac{\Delta v}{\Delta t} = c.D$ (D : débit d'injection).

Les courbes c = f (t) (fig.70) peuvent se présenter sous deux types différents I ou II, schématisés sur la fig.72.

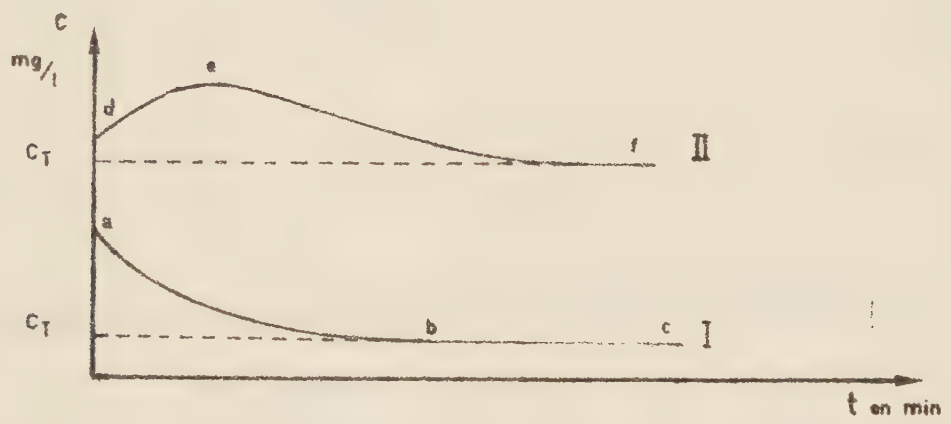


Fig.72

1 - Les courbes de type I apparaissent aux températures de 120, 150, 180 et 200° C. Elles se décomposent en deux parties ab et bc.

a) Sur la partie initiale a b, à pente négative, la vitesse de dissolution diminue rapidement au cours des premiers lessivages cela montre l'existence à la périphérie des grains, d'une matière dont la solubilité décroît de la surface vers l'intérieur. On retrouve les couches anisomorphes mises en évidence, par des procédés divers, sur les cassures fraiches des grains de quartz obtenus par broyage : diffraction x (E.Armstrong-1946) ; analyse thermique différentielle (A.Boyer (1954), Le Bouffaut (1966)); analyse chimique (R.Trégan-1961) ; diffraction électronique (G.Alexanian (1956), Le Bouffaut (1966)).

b) Sur la partie b c de la courbe, à pente quasi nulle, atteinte quand les grains sont débarrassés de la pellicule perturbée par le broyage, l'ordonnée c T permet de calculer la vitesse de dissolution V_T du minéral à la température T et dans les conditions de l'expérience.

2 - Les courbes de type II ont été obtenues à 220, 235 et 250°C. Elles comprennent, elles aussi, deux parties, d e et e f.

a) La partie d e présente une pente positive; non seulement le phénomène de haute solubilité initial n'apparaît plus, mais les vitesses de dissolution augmentent au cours des premiers lessivages.

b) La partie e f a une pente négative et la vitesse de dissolution V_T tend vers une valeur constante.

II - VARIATIONS DE LA MASSE DE SILICE EXTRAITE EN FONCTION DU TEMPS.

Les courbes cumulatives $\frac{m}{S} = \varphi(t)$ (fig.71) découlent des courbes c = f (t). Comme les courbes c = f (t) et pour des températures homologues, elles présentent deux types I et II schématisés sur la fig. 73.

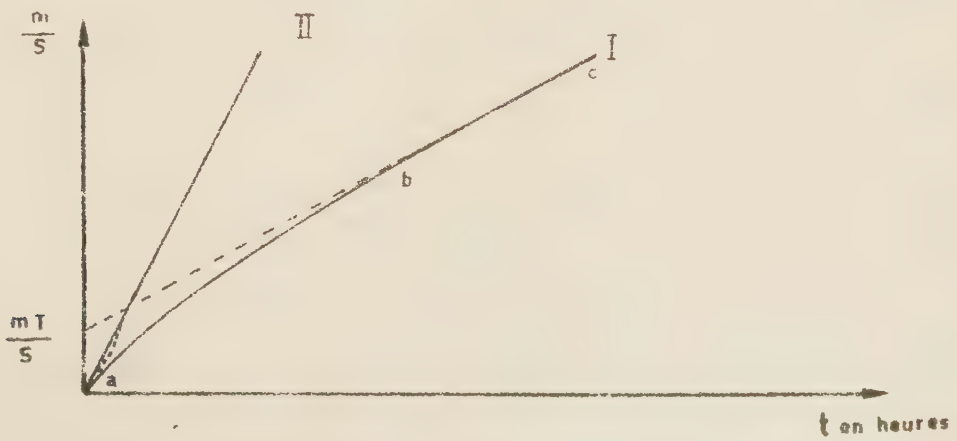


Fig. 73

1 - Les courbes de type I (courbes A, B, C, D - fig.71) ont deux parties ab et bc.

a) La partie ab est à pente positive et décroissante.

b) La partie bc est à pente positive et constante. Cette pente donne à chaque instant la vitesse de dissolution du minéral non perturbé. L'ordonnée du point d'intersection du prolongement de bc avec l'axe des ordonnées donne, pour chaque température, la quantité de silice par unité de surface $\frac{n}{S}_T$ dissoute de façon anormalement rapide, c'est-à-dire la fraction hautement soluble. Ces courbes permettent, ainsi, l'étude quantitative du phénomène de haute solubilité.

2 - Les courbes de type II (courbes E et F - fig.71) présentent d'abord une partie à pente croissante qui correspond à la partie "d e" signalée sur les courbes homologues c = f (t) (fig.72). Ensuite, chaque courbe peut être assimilée à une droite dont la pente représente la vitesse de dissolution du minéral non perturbé dans les conditions expérimentales correspondantes.

III - ETUDE DU PHENOMENE DE HAUTE SOLUBILITE.

1) La fraction anormalement soluble, entraînée aux températures 120, 150, 180 et 200° C et déterminée sur les courbes A, B, C, D de la figure 71, est donnée dans le tableau 36.

T° C	120	150	180	200
$\frac{n}{S}$ ($\mu g/m^2$)	550	1500	6300	6300

Tableau 36 - Fraction anormalement dissoute en $\mu g/m^2$.

L'anomalie ainsi mise en évidence augmente avec la température jusqu'à la valeur 6300 $\mu g/m^2$, atteinte dès 180°C; on peut légitimement l'assimiler à la totalité de la matière perturbée par le broyage. Les valeurs plus faibles des fractions hautement solubles obtenues à 120° C et 150° C dénotent que les perturbations engendrées par le broyage diminuent de la périphérie au centre du grain.

On peut calculer l'épaisseur moyenne e_T de la couche hautement soluble à chaque température en admettant que sa densité soit demeurée voisine de celle du quartz (2,65).

On a $e_T = \frac{m_T}{S} \cdot \frac{1}{d}$.

(e_T = épaisseur en cm de la couche perturbée mise en évidence à la température T ; - m_T = masse en g de matière perturbée mise en évidence à la température T ; - S = surface de la poudre en cm^2; - d = densité moyenne de la poudre dans la couche perturbée).

L'épaisseur ainsi calculée pour la couche d'épaisseur limite, est 23,4 Å (180° C - 200° C). Rappelons que, par une dissolution à froid dans des solutions alcalines, R.Trégan (1961) avait trouvé une valeur de 30 Å pour des grains de diamètre moyen 65 µ.

2) Les courbes de type II obtenues au-dessus de 220° C (fig.73) ne mettent plus en évidence les couches perturbées; la concentration des solutions augmente au cours des premiers lessivages. Il est vraisemblable qu'à ces températures la couche perturbée se dissout en totalité dès le premier lessivage, saturant la solution autour des grains immobiles. D'autre part, la vitesse de diffusion de la silice au sein de cette couche de liquide doit être faible et la concentration en silice est d'autant plus grande que l'on se rapproche de la surface des grains de quartz. Chaque solution de percolation n'entraînant que la partie la plus superficielle de cette couche liquide, tant que celle-ci n'est pas éliminée, les liqueurs recueillies après le premier lessivage sont de plus en plus concentrées en silice.

IV - VITESSE DE DISSOLUTION DU QUARTZ NON PERTURBE.

On peut considérer que lorsque la courbe $c = f(t)$ devient une droite parallèle à l'axe des temps, la dissolution affecte le réseau du quartz, exempt des effets du broyage.

Lorsqu'on fait varier la température T de lessivage, les vitesses de dissolution V_T d'un gramme de poudre de quartz considéré se déduisent, à chaque température, de la valeur constante c_T de la concentration du liquide de lessivage sachant que le débit d'injection D est de 80 cm^3 par heure :

$$V_T = \frac{c_T \, D}{6}$$

Si c_T* est exprimée en mg/l, D en cm^3 par heure et la vitesse en µg par heure : $V_T = \frac{80 \, c_T}{6}$

Nous avons mesuré c_T à diverses températures (tableau 37).

T° C	120	150	180	200	220	235	250
c (mg/l)	0,74	3,8	13	30	100	160	330
V -µg/h)	10	50	170	390	1310	2090	4300

Tableau 37 - Vitesse de dissolution V de la poudre de quartz à diverses températures.

---

* c_T : concentration en mg/l, de 30 cm^3 de solution, obtenus par lessivage de 6 g de poudre en 23 minutes.

On constate que la vitesse de dissolution croît rapidement en fonction de la température. Ces variations répondent approximativement à la loi d'Arrhénius* applicable à des espèces bien déterminées, car les points de la courbe log V = Ψ (T), déduits du tableau précédent s'alignent sensiblement sur une droite (fig.74).

Les vitesses mesurées aux températures les plus élevées manifestent cependant quelques écarts vraisemblablement dus au fait, déjà signalé, que la silice très concentrée au voisinage des surfaces de quartz, est difficilement entraînée. Il conviendrait de pousser plus loin ces expériences dans le temps.

V - CONCLUSIONS.

Les expériences de dissolution du quartz nous ont permis de retrouver l'accroissement rapide de solubilité de ce minéral avec l'élévation de température et l'existence de couches superficielles perturbées de solubilité accrue, dont la vitesse de dissolution diminue progressivement quand on va de la surface vers le centre des grains.**

On conçoit l'importance que peuvent prendre, dans la nature, les phénomènes tectoniques, capables de microfissurer les minéraux, puisqu'ils ont le double effet de faciliter les circulations hydrothermales et de solubiliser certains minéraux, et, notamment, le quartz.

---

* Loi d'Arrhénius : $\log V = \frac{a - b}{1000}$

** L. Barès (1970) a montré d'autre part que l'épaisseur de la couche perturbée diminue lorsque la taille des cristaux augmente; l'épaisseur est de 24 Å pour les particules de 40-63 µ et seulement de 7 Å pour les tranches 100-160 et 250-400 µ. Cela tient au fait que le quartz utilisé était microfissuré; le broyage ménagé utilisé pour obtenir les fractions granulométriques les plus grossières a provoqué l'ouverture des microfissures préexistantes sur les lèvres desquelles la matière avait eu le temps de se réorganiser.

Fig. 74 - log. $v = a - b \frac{1000}{T°}$; $v = \frac{m}{M.t}$; a = 11,1 ; b = 4.

- CHAPITRE III -

DISSOLUTION DE LA DOLOMITE

Des expériences analogues ont été réalisées sur une dolomie de Ste Colombe-sur-Guette (Aude) constituée de 96 % de dolomite, 3 % de calcite et 0,3 % de quartz d'après sa composition chimique (tableau 38).

	CaO	MgO	SiO_2	Perte au feu CO_2	Total
%	31	21	0,3	47,3	99,6
Nombre de millimoles	533	525	5	1075	

Tableau 38 - Analyse chimique de l'échantillon de dolomie de Ste Colombe.

Nos essais ont été effectués sur une masse M = 6 g de poudre calibrée entre 40 et 63 μ, de surface spécifique (B.E.T.) σ = 4000 cm^2/g. La surface totale S, occupée par la poudre est égale à M σ, soit 2,4 m^2. Après lessivage de la poudre, l'eau est recueillie par volume Δ v de 20 cm^3, correspondant à une durée de percolation Δ t de 15 minutes. Dans ces fractions successives, la concentration C de magnésium et de calcium permet de calculer la masse Δ m, de chacun de ces éléments, extraite par chaque volume d'eau de 20 cm^3 : Δ m = c. Δ v. On peut en déduire le nombre Δ N de moles d'atomes contenus dans chaque prélèvement : $\Delta N = \frac{\Delta m}{p}$ (p = masse atomique de l'élément).

Les expériences ont été réalisées aux températures de 120° C, 150° C, 180° C, 200° C, 220° C, 250° C et 270° C.

Les résultats obtenus à ces températures sont reportés dans les tableaux 39 a et 39 b. Chacun d'eux donne, pour Mg^{*} et Ca^{*}, en fonction du temps t qui s'est écoulé depuis le début de l'expérience:

a) la concentration c (en mg/l) de chacune des fractions de 20 cm^3 ;

b) le nombre total $N = \Sigma \Delta N$ de micromoles d'atomes (1 mole d'atomes $\times 10^{-6}$) extraits depuis le début de l'expérience.

Nous avons tracé, pour chaque température de lessivage, et, pour chacun des éléments Mg^{++} et Ca^{++}, les courbes $c = f(t)$ (fig.75 et 76) d'évolution de la concentration de la solution en fonction du temps et les courbes cumulatives $N = \varphi(t)$ (fig.77 a et b) - (fig.78 a et b).

---

* L'incertitude sur le dosage du calcium et du magnésium est de l'ordre de 20 %.

t/15	T° C = 120 P = 2 kgf/cm²		T° C = 150 P = 5 kgf/cm²		T° C = 180 P = 10 kgf/cm²		T° C = 200 P = 15 kgf/cm²	
	c	N	c	N	c	N	c	N
1	3,2	2,7	1,15	0,95	0,42	0,35	0,42	0,35
2	3,2	5,4	0,46	1,33	0,15	0,47	0,11	0,44
3	3,2	8,1	0,54	1,78	0,12	0,57	0,08	0,51
4	3,6	11,1	0,45	2,16	0,15	0,69	0,07	0,57
5	3,6	14,1	0,45	2,54	0,16	0,82	0,07	0,63
6	3,6	17,1	0,42	2,89	0,12	0,92	0,07	0,69
7	3,2	19,8	0,42	3,24	0,20	1,09	0,08	0,76
8	2,2	21,6	0,40	3,57	0,21	1,27	0,09	0,84
9	2,4	23,6	0,41	3,91	0,22	1,46	0,09	0,92
10	2,5	25,7	0,41	4,25	0,24	1,66	0,09	1,00
11	2,4	27,7	0,41	4,59	0,25	1,87	0,10	1,09
12	2,4	29,7	0,42	4,94	0,25	2,08	0,10	1,18
13	1,9	31,3	0,42	5,29	0,22	2,27	0,10	1,27
14	1,9	32,9	0,43	5,65	0,25	2,48	0,11	1,36
15	1,92	34,5	0,42	6,00	0,25	2,69	0,12	1,46
16	1,90	36,1	0,43	6,36	0,26	2,91	0,14	1,58
17	1,90	37,7	0,43	6,72	0,26	3,13	0,13	1,69
18	1,80	39,2	0,43	7,08	0,27	3,36	0,15	1,82

t/15	T° C = 220 P = 22 kgf/cm²		T° C = 235 P= 35 kgf/cm²		T° C = 250 P= 42 kgf/cm²		T° C = 270 P= 50 kgf/cm²	
	c	N	c	N	c	N	c	N
1	0,18	0,15	0,21	0,18	0,21	0,18	0,07	0,06
2	0,08	0,22	0,11	0,27	0,10	0,26	0,02	0,063
3	0,07	0,28	0,11	0,36	0,10	0,34	0,02	0,066
4	0,07	0,34	0,13	0,47	0,11	0,43	0,02	0,069
5	0,07	0,40	0,13	0,58	0,11	0,52	0,05	0,109
6	0,08	0,47	0,14	0,70	0,12	0,62	0,07	0,17
7	0,09	0,55	0,13	0,81	0,10	0,70	0,08	0,24
8	0,08	0,62	0,14	0,93	0,11	0,79	0,07	0,30
9	0,08	0,69	0,14	1,05	0,11	0,88	0,07	0,36
10	0,10	0,77	0,14	1,17	0,10	0,96	0,06	0,41
11	0,11	0,86	0,13	1,28	0,10	1,04	0,06	0,46
12	0,12	0,96	0,13	1,39	0,10	1,12	0,07	0,52
13	0,13	1,07	0,16	1,52	0,11	1,21	0,07	0,58
14	0,12	1,17	0,15	1,64	0,10	1,29	0,06	0,63
15	0,12	1,27	0,16	1,77	0,10	1,37	0,06	0,69
16	0,12	1,37	0,13	1,88	0,10	1,45	0,08	0,76
17	0,15	1,49	0,15	2,00	0,11	1,54	0,07	0,82
18	0,15	1,61	0,13	2,11	0,11	1,63	0,07	0,88

Tableau 39 a - Concentrations en magnésium des solutions de lessivage et nombre de micromoles d'atomes extraits au bout d'un temps t donné, pour chaque température.

t = temps (en minute) écoulé depuis le début de l'expérience;

c = concentration (en mg/l) de la solution recueillie par fraction de 20 cm³ ;

N = nombre de micromoles d'atomes passées en solution au bout du temps t, à partir de 6 g de dolomite.

t/15	T° C = 120 P = 2 kgf/cm²		T° C = 150 P = 5 kgf/cm²		T° C = 180 P = 10 kgf/cm²		T° C = 200 P = 15 kgf/cm²	
	C	N	C	N	C	N	C	N
1	15	7,5	8,2	4,10	3,20	1,6	2,9	1,5
2	14	14,5	4,5	6,30	3,05	3,1	2,0	2,5
3	14	21,5	3,9	8,25	3,05	4,6	2,0	3,5
4	13	28,0	3,8	10,15	3,00	6,1	2,0	4,5
5	12,5	34,2	3,7	12,00	3,20	7,7	2,1	5,5
6	12	40,2	3,7	13,85	3,05	9,2	2,4	6,7
7	9,5	44,9	4,3	15,85	3,05	10,7	2,4	7,9
8	7	48,4	3,7	17,70	3,05	12,2	2,4	9,1
9	7	51,9	3,4	19,40	3,20	13,8	2,4	10,3
10	7	55,4	3,4	21,10	3,10	15,3	2,5	11,5
11	7	58,9	3,7	22,95	2,90	16,7	2,5	12,7
12	7	62,4	3,7	24,80	3,50	18,5	2,5	13,9
13	6,5	65,6	3,1	26,35	2,60	19,8	2,6	15,2
14	6,5	68,8	3,4	28,05	3,10	21,4	2,8	16,6
15	5,0	71,3	3,4	29,75	2,90	22,9	2,7	17,9
16	5,0	73,8	2,9	31,15	2,90	24,4	2,8	19,3
17	5,5	76,5	2,9	32,55	2,90	25,9	3,1	20,8
18	5,0	79,0	2,9	33,95	2,80	27,3	3,1	22,3

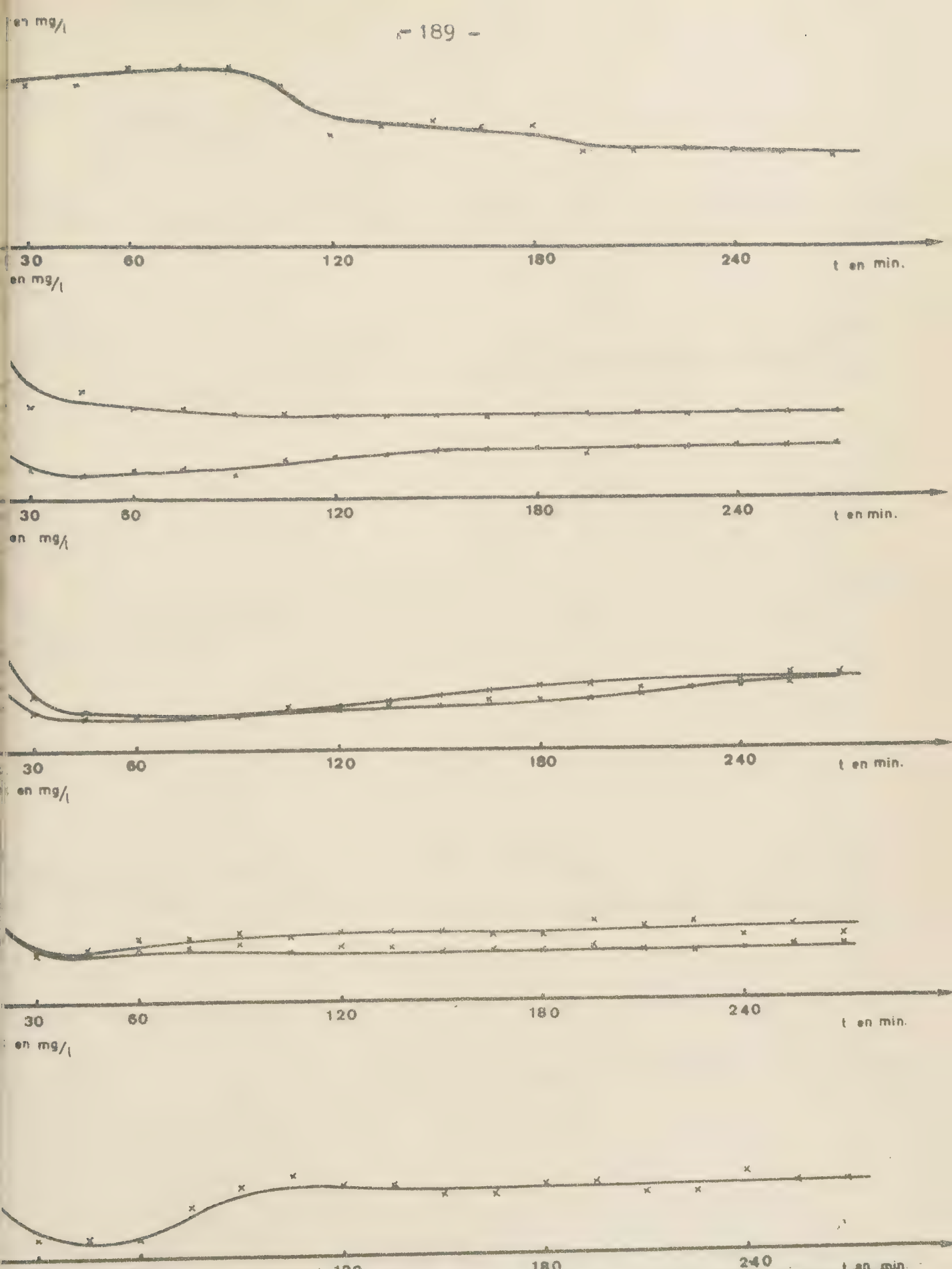
t/15	T° C = 220 P = 22 kgf/cm²		T° C = 235 P = 35 kgf/cm²		T° C = 250 P = 42 kgf/cm²		T° C = 270 P = 50 kgf/cm²	
	C	N	C	N	C	N	C	N
1	2,5	1,25	2,91	1,47	3,2	1,6	0,18	0,09
2	2,3	2,40	2,87	2,89	2,7	3,0	0,18	0,18
3	2,2	3,50	2,25	4,01	2,6	4,3	0,07	0,21
4	2,5	4,75	2,8	5,41	2,2	5,4	0,07	0,24
5	2,6	6,05	2,8	6,81	1,9	6,4	0,35	0,40
6	2,7	7,40	2,6	8,11	2,0	7,4	1,50	1,20
7	2,8	8,80	2,8	9,51	2,3	8,6	1,50	2,00
8	2,9	10,25	2,9	10,96	2,1	9,7	1,65	2,80
9	2,9	11,70	2,7	12,31	2,1	10,8	1,65	3,60
10	2,9	13,15	2,9	13,76	2,0	11,8	1,80	4,50
11	3,0	14,65	2,9	15,21	2,0	12,8	1,80	5,40
12	2,9	16,10	2,9	16,66	1,8	13,7	1,65	6,20
13	3,2	17,70	2,5	17,91	2,1	14,8	2,0	7,20
14	2,9	19,15	2,4	19,11	1,8	15,7	1,65	8,0
15	2,9	20,60	2,5	20,36	2,1	16,8	1,80	8,9
16	2,9	22,05	2,4	21,56	2,0	17,8	2,10	9,9
17	3,1	23,60	2,4	22,76	1,9	18,8	2,10	11,0
18	3,1	25,15	2,5	24,01	2,0	19,8	1,80	11,9

Tableau 39 b. Concentrations en calcium des solutions de lessivage et nombre de micromoles d'atomes extraits au bout d'un temps t donné, pour chaque température.

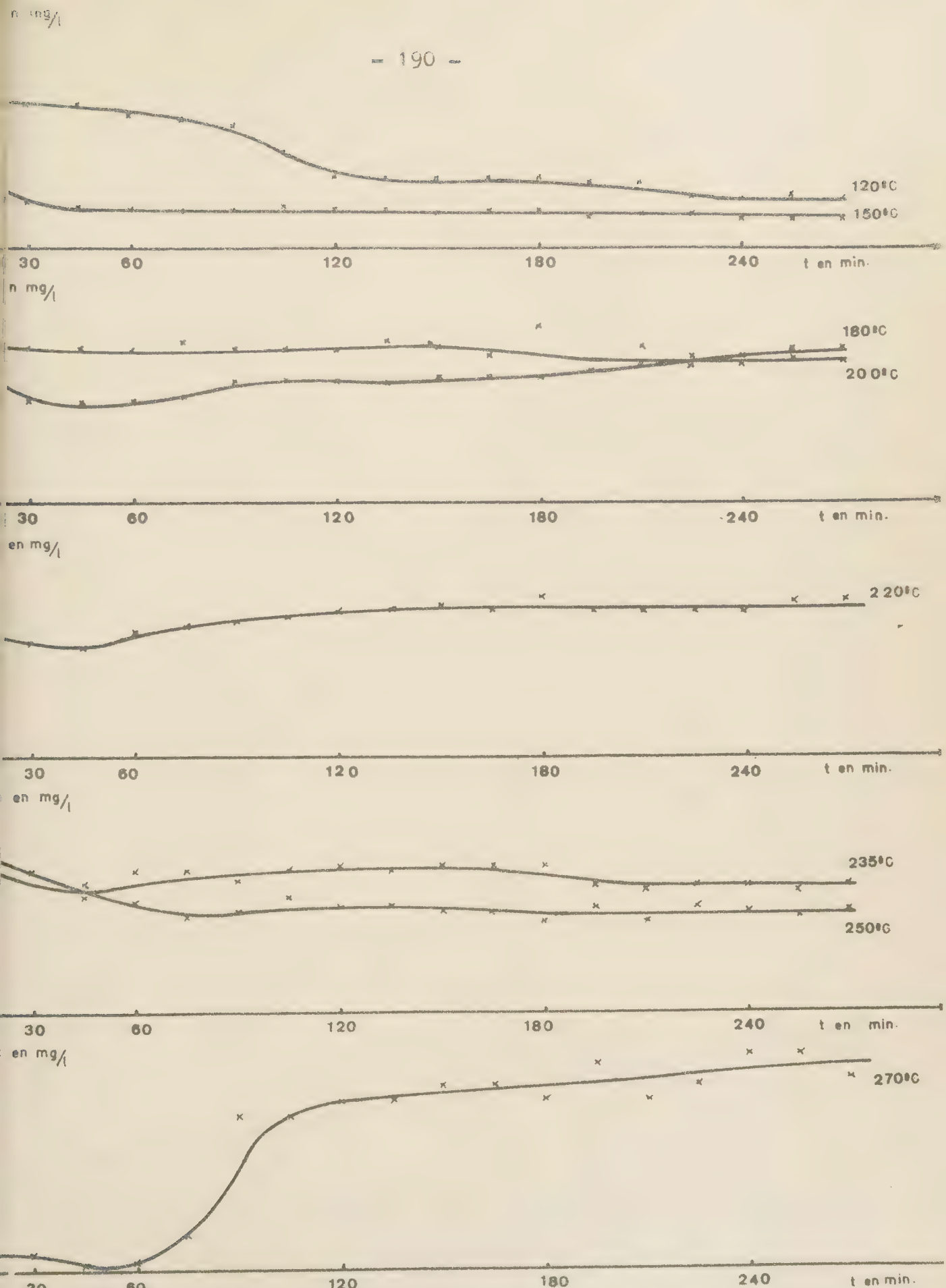
t = temps (en minute) écoulé depuis le début de l'expérience ;

c = concentration (en mg/l) de la solution recueillie par fraction de 20 cm³ ;

N = nombre de micromoles d'atomes passés en solution au bout du temps t, à partir de 6 g de dolomite.



5 - Variation de la concentration en magnésium au cours du lessivage de la dolomite par de l'eau pure à différentes températures : 120 - 150 - 200 - 220 - 235 - 250 - 270°C.



6 - Variation de la concentration en calcium au cours du lessivage de la te par de l'eau pure à différentes températures : 120 - 150 - 180 - 200 - 235 - 250 - 270°C.

Fig. 77a - Courbes N = φ (t) pour le magnésium.

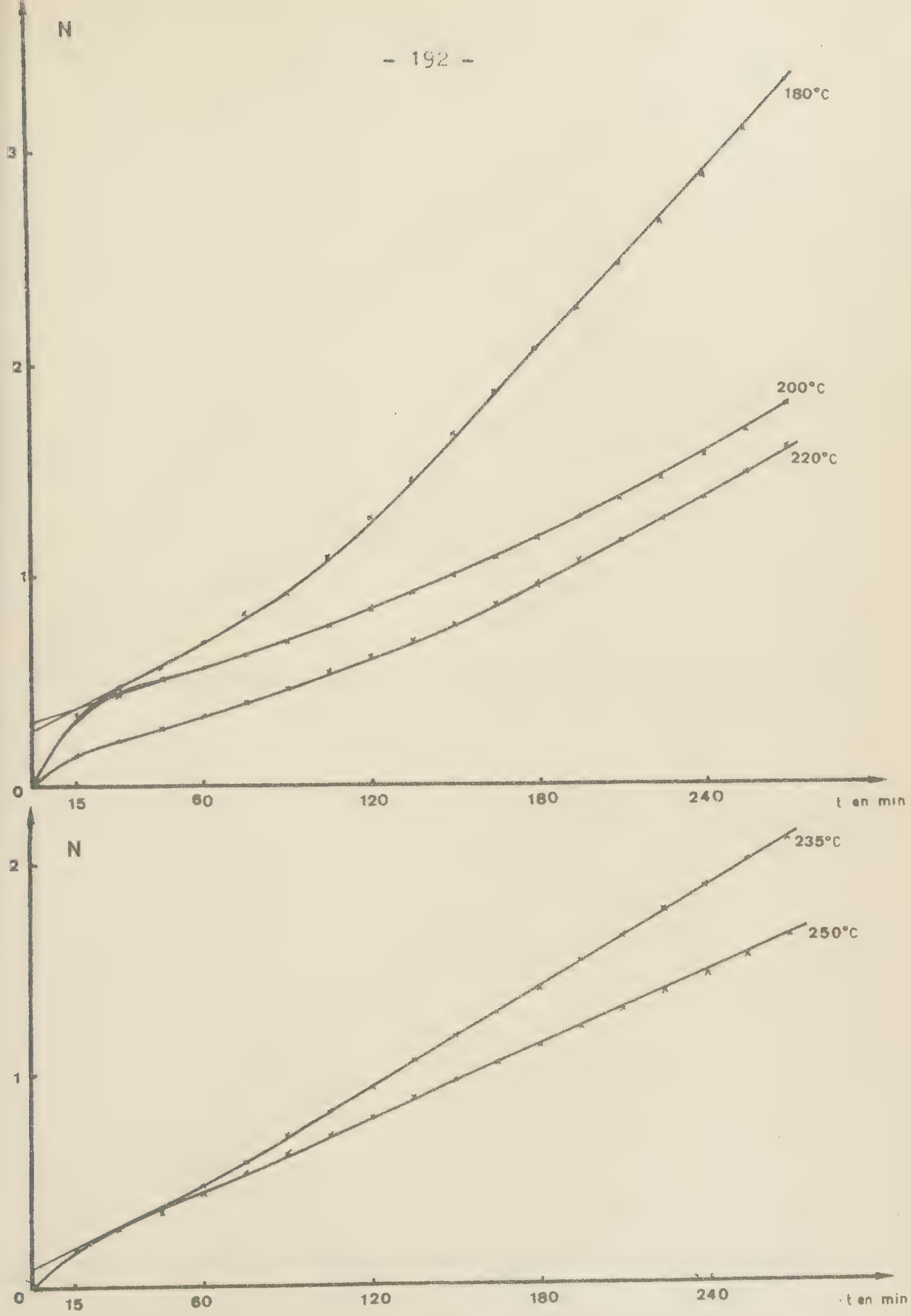


Fig. 77b - Courbes N = φ (t) pour le magnésium.

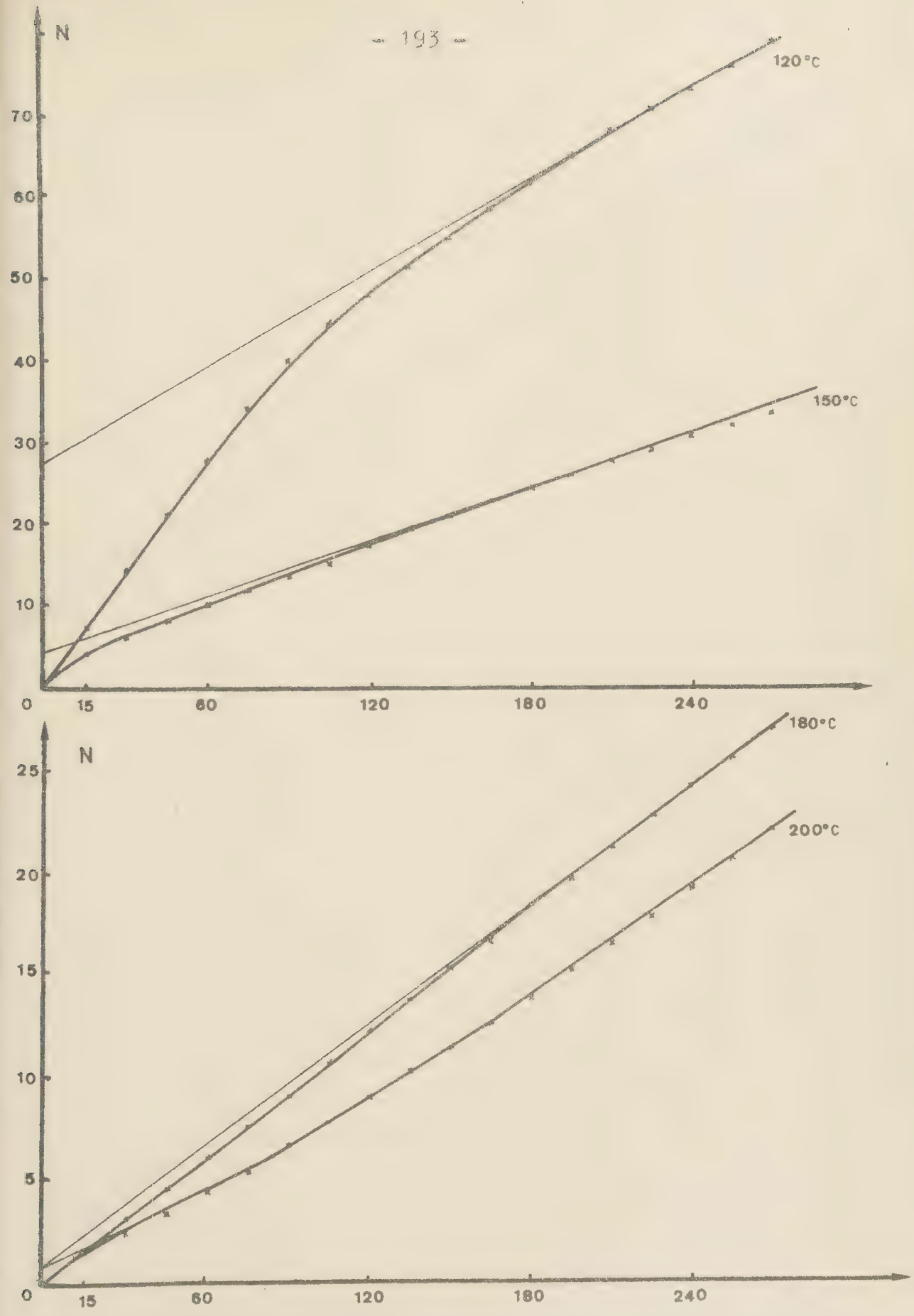
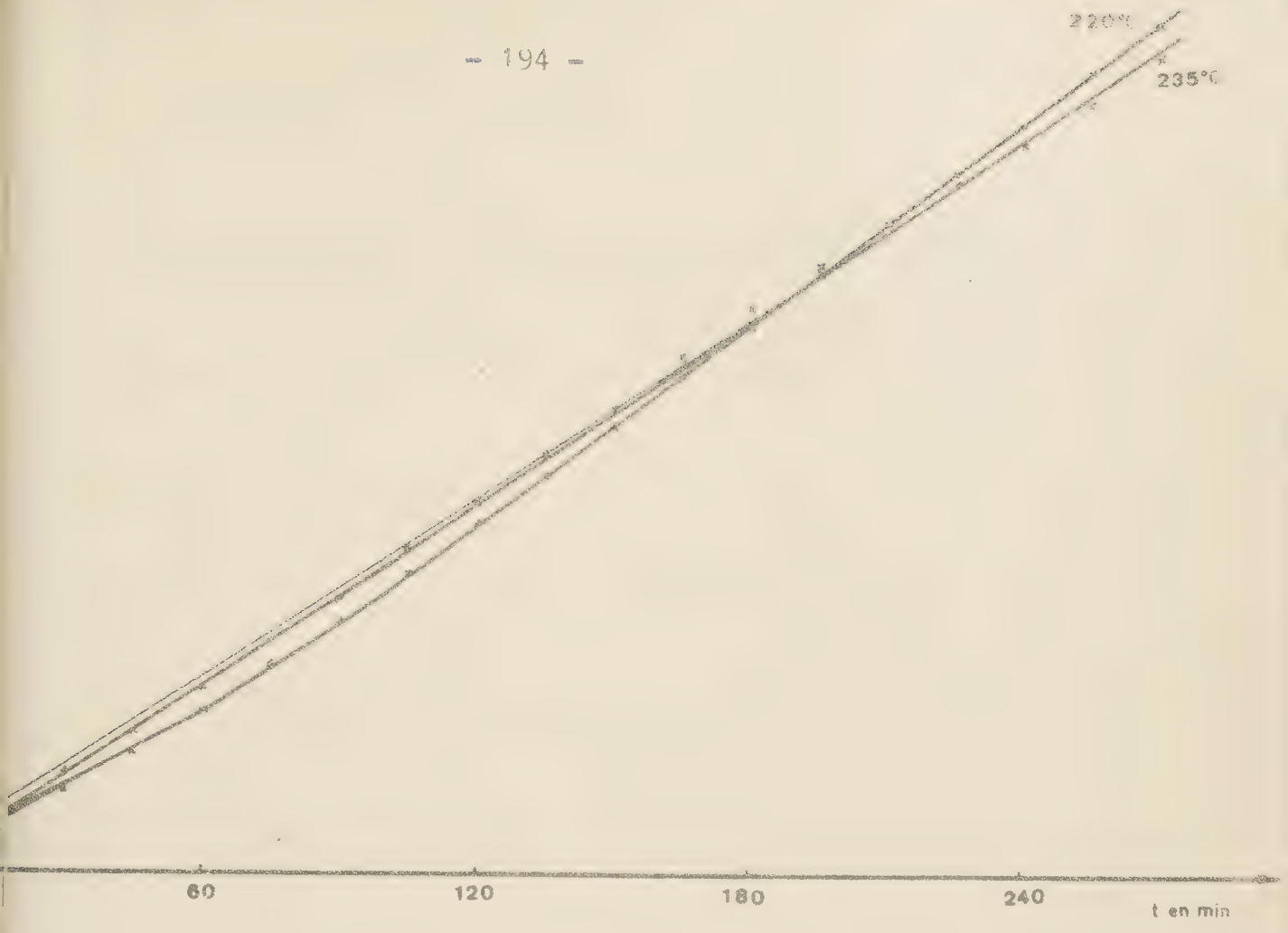


Fig. 78a - Courbes N = φ (t) pour le calcium.



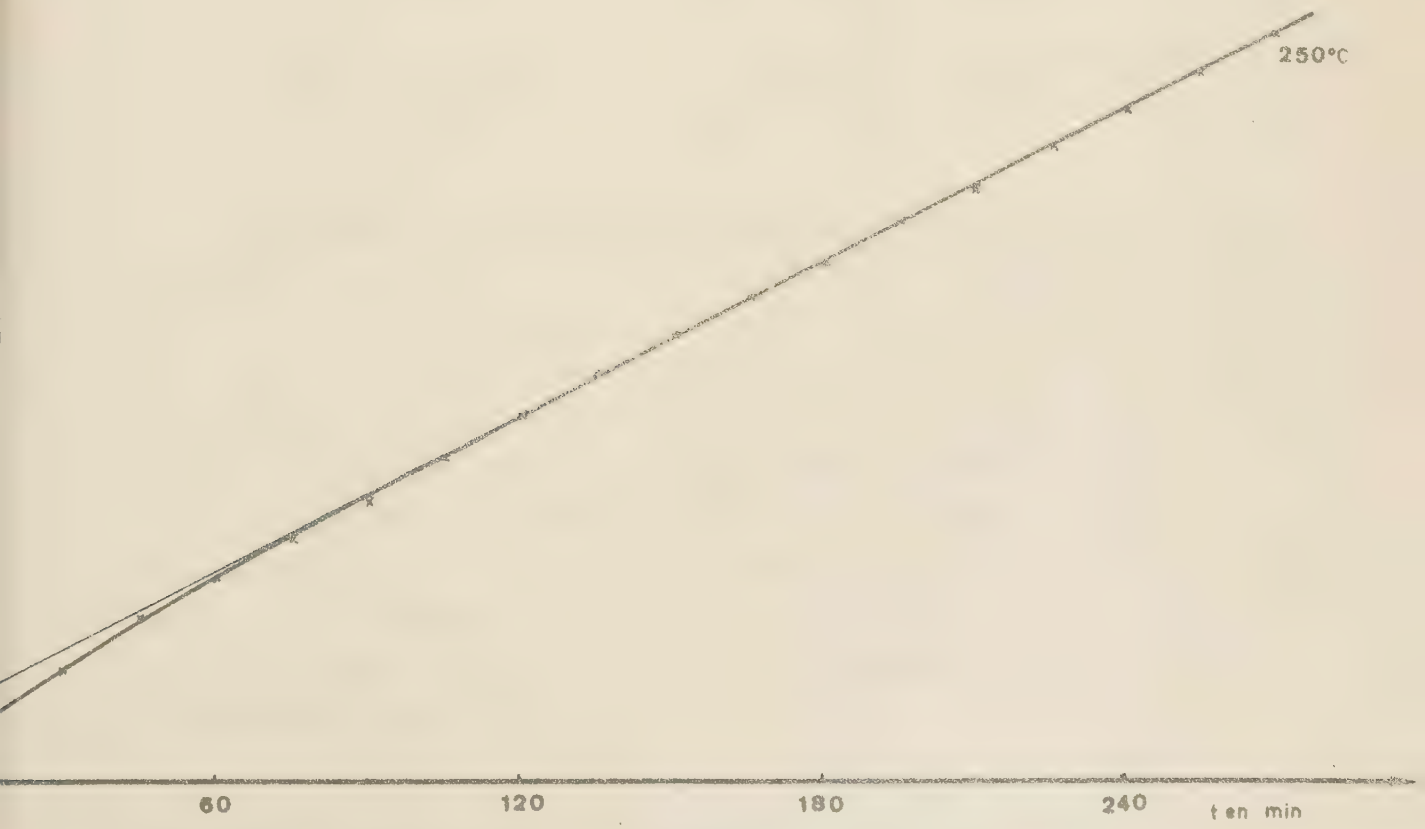


Fig. 78b - Courbes N = φ (t) pour le calcium.

I - VARIATIONS DE LA CONCENTRATION EN FONCTION DU TEMPS.

Les courbes c = f (t) (fig.75 et 76) peuvent prendre les formes I, II ou III de la fig. 79.

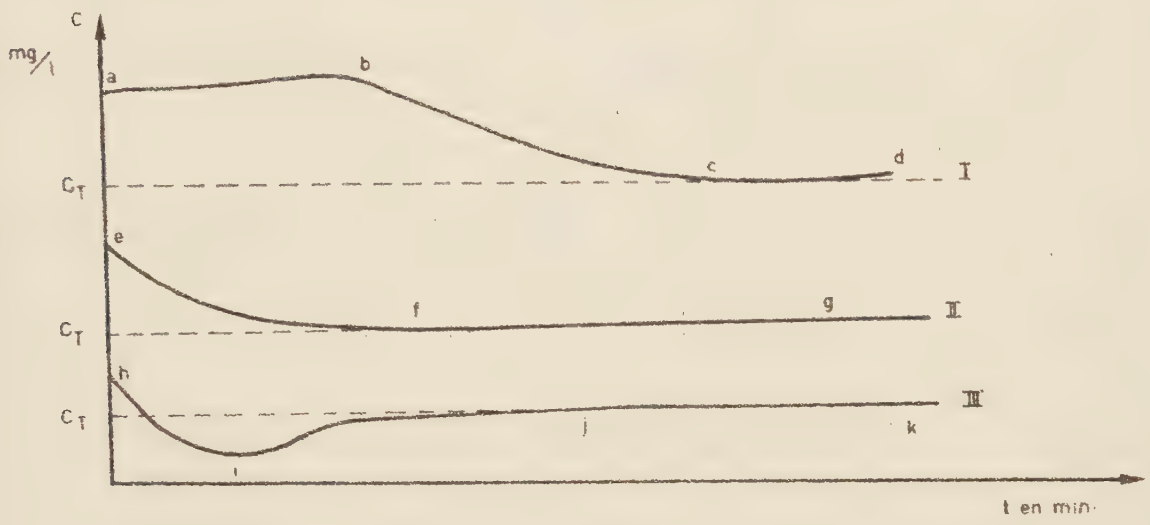


Fig.79, représentant les trois types de courbes c = f (t).

1) Les courbes de type I ont été obtenues à la température de 120° C, pour le magnésium et pour le calcium; elles se décomposent en trois parties : ab, bc et cd.

a) Les parties a b et b c, respectivement à pente nulle ou légèrement positive, et à pente négative, traduisent, toutes deux, un phénomène de haute solubilité. La forme de la partie ab peut s'expliquer par le fait que, dans nos conditions expérimentales, la solubilité de la dolomite est plus grande à 120°C qu'aux températures élevées; les parties superficielles de la couche anisomorphe qui sont extraites au cours des premiers lessivages ont une vitesse de dissolution pratiquement constante. Ensuite, la vitesse de dissolution décroît au fur et à mesure que la solution arrive au contact de zones de moins en moins perturbées (partie b c).

b) La partie c d, à pente quasi-nulle est atteinte quand les grains sont débarrassés de la pellicule perturbée par le broyage; l'ordonnée c_T donne la vitesse de dissolution du minéral non perturbé à la température de l'expérience.

2) Les courbes de type II ont été obtenues à 150° C pour le calcium et pour le magnésium; elles comprennent deux parties : ef et fg.

a) e f, présente une pente négative, qui traduit encore un phénomène de haute solubilité.

b) f g, à pente quasi-nulle, dont l'ordonnée c_T permet de calculer la vitesse de dissolution du minéral à 150° C.

3) Les courbes de type III, obtenues pour toutes les autres températures, comportent un minimum en i, puis un palier j k. La branche ascendante i j, issue du minimum, a généralement une pente d'autant plus forte que la température est plus élevée. Un phénomène identique a été rencontré par L.Bares (1970) lors de l'étude de la dissolution de la calcite et nous n'avons pu en fournir une explication satisfaisante.

II - VARIATIONS DU NOMBRE DE MOLES D'ATOMES N EXTRAITS EN FONCTION DU TEMPS.

Les courbes cumulatives $N = \varphi(t)$, construites pour le magnésium et pour le calcium (fig.77 et 78) découlent des courbes $c = f(t)$. Les types I et II des courbes $c = f(t)$ (fig.79) se résument au type I de la fig.80; au type III des courbes $c = f(t)$ correspond le type II de la fig. 80.

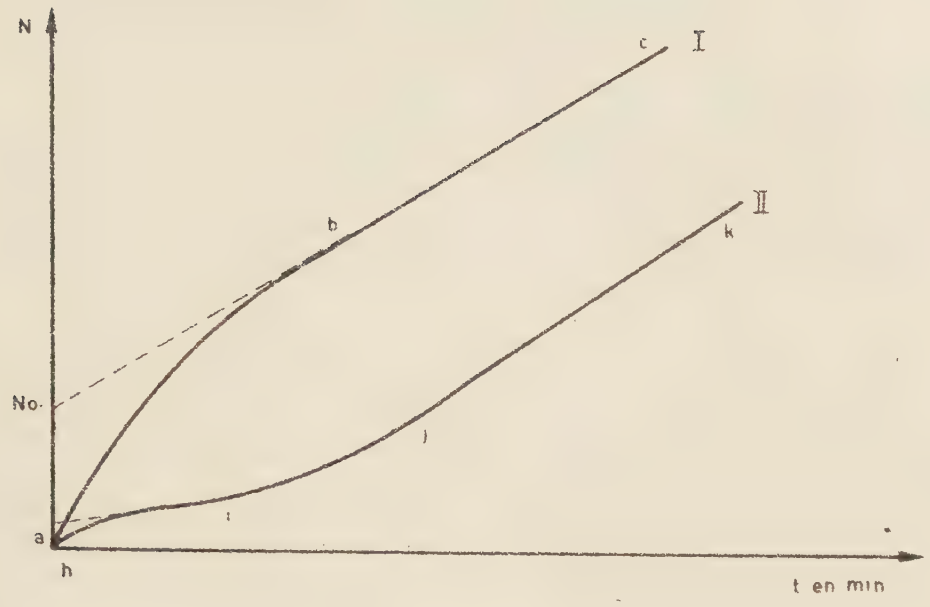


Fig. 80, représentant les deux types de courbe $N = \varphi(t)$.

1 - Les courbes de type I présentant deux parties ab et bc.

a) Sur ab, la pente est positive et décroissante, traduisant la présence d'une couche hautement soluble.

b) Sur bc, la pente est positive, mais constante; elle donne à chaque instant la vitesse du minéral non perturbé. L'intersection du prolongement de bc avec l'axe des ordonnées indique, pour chaque température, le nombre de micromoles d'atomes N_o de magnésium ou de calcium extraits de façon anormalement rapide.

2 - Les courbes de type II traduisent le minimum déjà observé sur les courbes de concentration par un point d'inflexion i, suivi d'une partie ij à pente positive et croissante et d'une partie jk à pente positive et constante, donnant la vitesse de dissolution du minéral non perturbé aux différentes températures.

III - ETUDE DU PHENOMENE DE HAUTE SOLUBILITE.

Le tableau 40 donne, pour chaque température, les nombres de micromoles d'atomes N_o de magnésium et de calcium, déduits des courbes $N = \varphi(t)$, extraits en début de lessivage, ainsi que le rapport des nombres d'atomes Ca et Mg : $\frac{N_o\ Ca}{N_o\ Mg}$.

T° C	120	150	180	200	220	235	250
micromoles d'atomes Mg : N_o Mg	10,5	1,2	0,28	0,32	0,1	0,1	0,1
micromoles d'atomes Ca : N_o Ca	28	4,0	0,9	0,9	0,5	0,5	1,4
$\frac{N_o\ Ca}{N_o\ Mg}$	2,7	3,3	3,2	2,9	5	5	14

Tableau 40

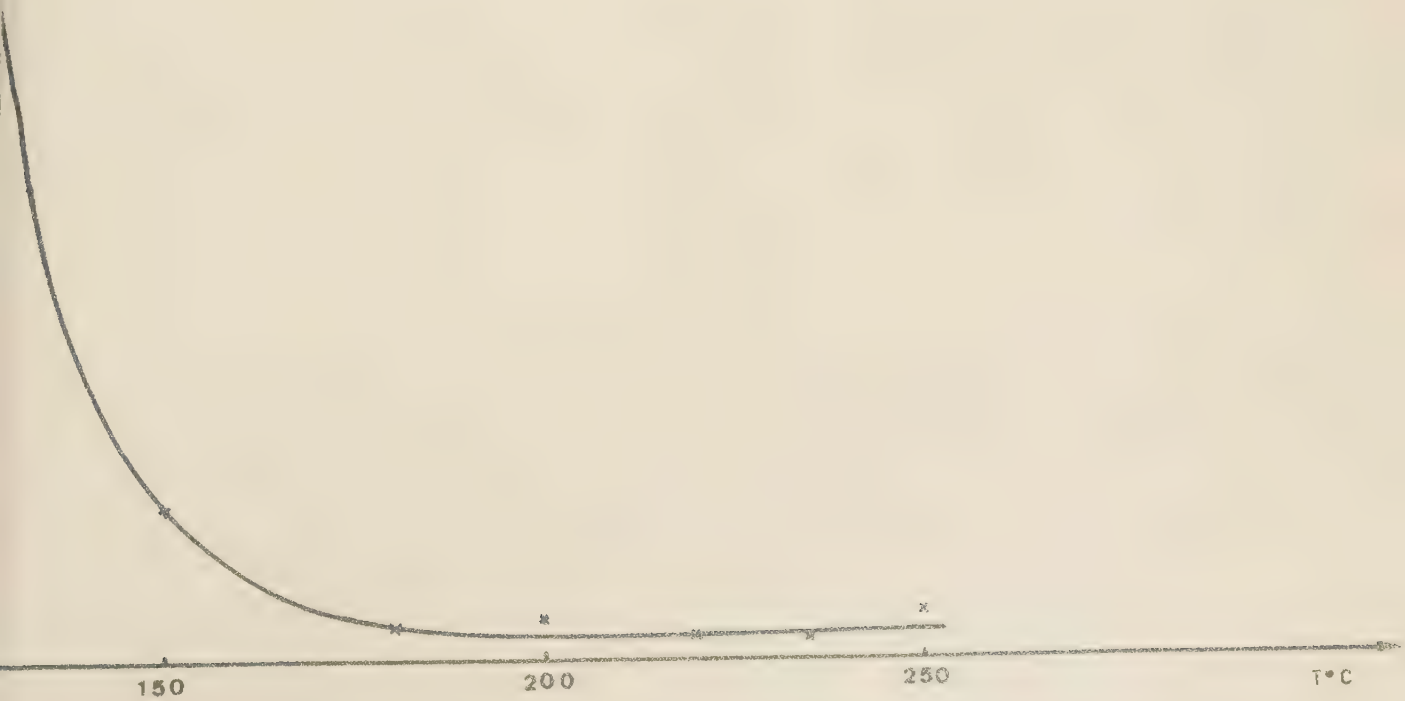
Le nombre de micromoles d'atomes de magnésium extraits en début de lessivage diminue lorsque la température passe de 120° à 220° C; à partir de cette température, et jusqu'à 250° C, il prend une valeur constante : $0{,}1 10^{-6}$ (fig.81 a).

Le nombre de micromoles d'atomes de calcium diminue lorsque la température augmente (fig.81 b) la valeur 1,4 qui sort des limites de l'erreur permise, peut être considérée comme aberrante).

Le rapport atomique $\frac{N_o\ Ca}{N_o\ Mg}$ est toujours supérieur à 1 quelle que soit la température de percolation. On ne peut imaginer une dissolution isolée du calcium, puisque Ca^{++} et Mg^{++} occupent des sites homologues dans le réseau de la

Fig. 81a - Nombre de moles d'atomes de magnésium extraits en début de lessivage en fonction de la température.

Fig. 81b - Nombre de moles d'atomes de calcium extraits en débat de lessivage en fonction de la température.



dolomite; aussi doit-on envisager une précipitation du magnésium à l'intérieur de l'autoclave. Cette hypothèse semble confirmée par les travaux de G.W.Morey (1962) qui a mis en évidence la formation de brucite au cours du lessivage de giobertite et de dolomite à des températures respectivement égales à 150° C et 180° C.

Le fait que le rapport $\frac{N_o\ Ca}{N_o\ Mg}$ augmente à partir de 220° C tend à indiquer que la formation de brucite est favorisée par les températures élevées. On retrouve ici aussi un phénomène décrit par G.W.Morey.

A partir des dosages de calcium*, nous pouvons calculer la masse de dolomite perturbée par le broyage et en déduire l'épaisseur de la couche anisomorphe.

Dans le tableau 41, nous donnons, pour chaque température de lessivage, la masse m de dolomite perturbée dissoute ($m = N_o\ Ca \times$ masse atomique de la dolomite), la masse m_1 ramenée à l'unité de surface**: $m_1 = \frac{m}{S}$ et l'épaisseur e de dolomite dissoute, calculée en admettant que la densité d de cette dernière est égale à celle de la dolomite, soit : 2,9.

On a : $e = \frac{m}{S} \cdot \frac{1}{d} = m_1 \times \frac{1}{d}$

(e = épaisseur en cm de la couche perturbée; m_1 = masse en g/m^2)

	T° C	120	150	180	200	220	235	250
1	m (g)	$5152\ 10^{-6}$	$736\ 10^{-6}$	$166\ 10^{-6}$	$166\ 10^{-6}$	$92\ 10^{-6}$	$92\ 10^{-6}$	$254\ 10^{-6}$
2	m_1 (g/m^2)	$2155\ 10^{-6}$	$306\ 10^{-6}$	$69\ 10^{-6}$	$69\ 10^{-6}$	$38\ 10^{-6}$	$38\ 10^{-6}$	$105\ 10^{-6}$
3	e Å	7,4	1	0,24	0,24	0,13	0,13	0,36

Tableau 41

---

* Nous ne retenons pas les résultats relatifs au magnésium puisque ce dernier est, en partie, précipité dans l'autoclave.

** Rappelons que la surface de la poudre de dolomite est $S = 6 \times 0,4 = 2,4\ m^2$.

L'épaisseur maximale de la couche perturbée, mise ainsi en évidence, est de 7 Å, tandis que pour le quartz elle était de 24 Å.

Des expériences, faites dans les mêmes conditions que les nôtres, ont permis à L.Barès (1970) de montrer que l'épaisseur maximum de la couche perturbée mise en évidence à la surface des grains de calcite est encore plus faible, de l'ordre de 0,75 Å.

Ces différences doivent être liées aux propriétés structurales de ces trois minéraux. En effet la calcite possède trois plans de clivage parfaits, ainsi que des possibilités de déformation plastique; la dolomite a une structure très voisine de celle de la calcite, mais est beaucoup moins plastique; enfin le quartz est caractérisé par l'absence de clivages faciles et le manque de plasticité. Les conditions du broyage sont ainsi plus brutales pour ce minéral que pour la dolomite et pour la dolomite que pour la calcite.

IV - VITESSE DE DISSOLUTION DE LA DOLOMITE NON PERTURBEE.

On peut exprimer la vitesse de dissolution de la dolomite V par le nombre de micromoles d'atomes de magnésium (V_{Mg}) ou de calcium (V_{Ca}) passé en solution au bout d'une heure à partir d'un gramme de la poudre de dolomite considérée.

Les valeurs V_{Mg} et V_{Ca} se déduisent, à chaque température, de la valeur de la concentration c_T à l'équilibre, donnée par les courbes c = f (t) (fig.75 et 76), sachant que le débit d'injection D est de 80 cm^3 par heure.

On a :

$$V_{Mg} = \frac{c_T\,(Mg) \times D}{M \times p\,(Mg)} \quad \text{et} \quad V_{Ca} = \frac{c_T\,(Ca) \times D}{M \times p\,(Ca)}$$

(c_T = concentration en magnésium et en calcium dans chaque prélèvement (en mg/l) ; D : débit d'injection (en cm^3/heure) - M : masse de dolomite (en ... p (Mg) et p (Ca) : masse atomique du magnésium et du calcium; soit

$$V_{Mg} = \frac{c_T\,(Mg) \times 80}{6 \times 24} \quad \text{et} \quad V_{Ca} = \frac{c_T\,(Ca) \times 80}{6 \times 40}$$

Pour chaque température, le tableau 42 donne, pour le magnésium et le calcium, la concentration c_T en mg/2, les valeurs V_{Mg} et V_{Ca} en micromoles d'atomes par heure et par unité de masse et les rapports $\frac{V\ Ca}{V\ Mg}$.

Le nombre de micromoles d'atomes de magnésium (V_{Mg}) passés en solution diminue jusqu'à 200° C, prend ensuite une valeur constante jusqu'à 235° C, puis tend à décroître jusqu'à 270° C (fig.82 a) ;

Le nombre de micromoles d'atomes de calcium (V_{Ca}) passés en solution diminue jusqu'à 150° C, est à peu près constant entre 150° et 220° C, puis diminue entre 220 et 270° C (fig.82 b);

Le rapport $\frac{V\ Ca}{V\ Mg}$ augmente d'abord progressivement à partir de 120° C, où il prend la valeur 1,5, voisine de celle qu'il a dans la dolomie , se stabilise approximativement entre 200° et 235° C et atteint, enfin, sa plus grande valeur dans nos expériences à 270° C. On est amené à penser que dans le minéral non perturbé, comme dans la couche hautement soluble, une certaine quantité de magnésium, libéré par l'attaque du minéral, précipite au sein de la solution; ici encore, cette quantité est d'autant plus importante que la température est plus élevée.

On remarque, d'autre part, qu'à partir de 180° C, les valeurs du rapport $\frac{V\ Ca}{V\ Mg}$ sont bien supérieures à celles qui apparaissent en début de lessivage (tableau 40). On ne peut donc invoquer la seule formation de brucite pour expliquer cette augmentation et on peut penser que les petites quantités de quartz, présentes dans la dolomie, entrent en solution et se combinent à des ions Mg^{++} pour donner un silicate de magnésium; signalons, à l'appui de cette hypothèse, que G.W.Morey (1962) avait décelé quelques cristaux de sépiolite lors du lessivage de giobertite par de l'eau pure.

Dans le chapitre suivant, nous exposerons les expériences réalisées pour confirmer cette hypothèse.

T° C	Magnésium		Calcium		$\frac{V\ Ca}{V\ Mg}$
	c_T	V_{Mg}	c_T	V_{Ca}	
120	1,9	1,06	5,0	1,67	1,5
150	0,43	0,24	2,9	0,97	4
180	0,26	0,14	2,9	0,97	7
200	0,14	0,078	3,0	1,00	13
220	0,14	0,078	3,0	1,00	13
235	0,14	0,078	2,5	0,83	11
250	0,10	0,055	2,0	0,67	12
270	0,07	0,039	1,9	0,63	16

Tableau 42 - c_T : concentration en magnésium ou en calcium (en mg/l) déduit, à chaque température, de la courbe $c = f(t)$.

V_{Mg} et V_{Ca} : nombre de micromoles d'atomes de magnésium ou de calcium passés au bout d'une heure en solution à partir de un gramme de dolomite de la prise d'essai.

Fig. 82a - Nombre de micromoles d'atomes de Mg passés en solution au bout d'une heure à partir de 1g de dolomite en fonction de la température.

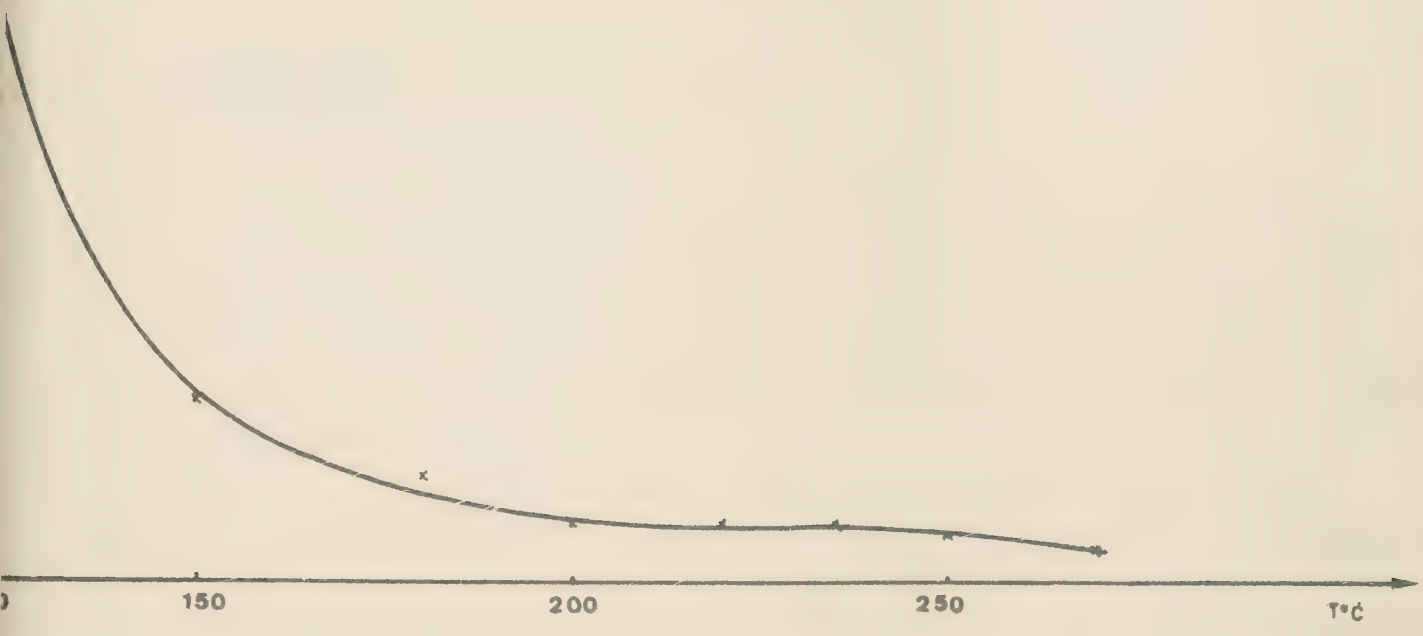
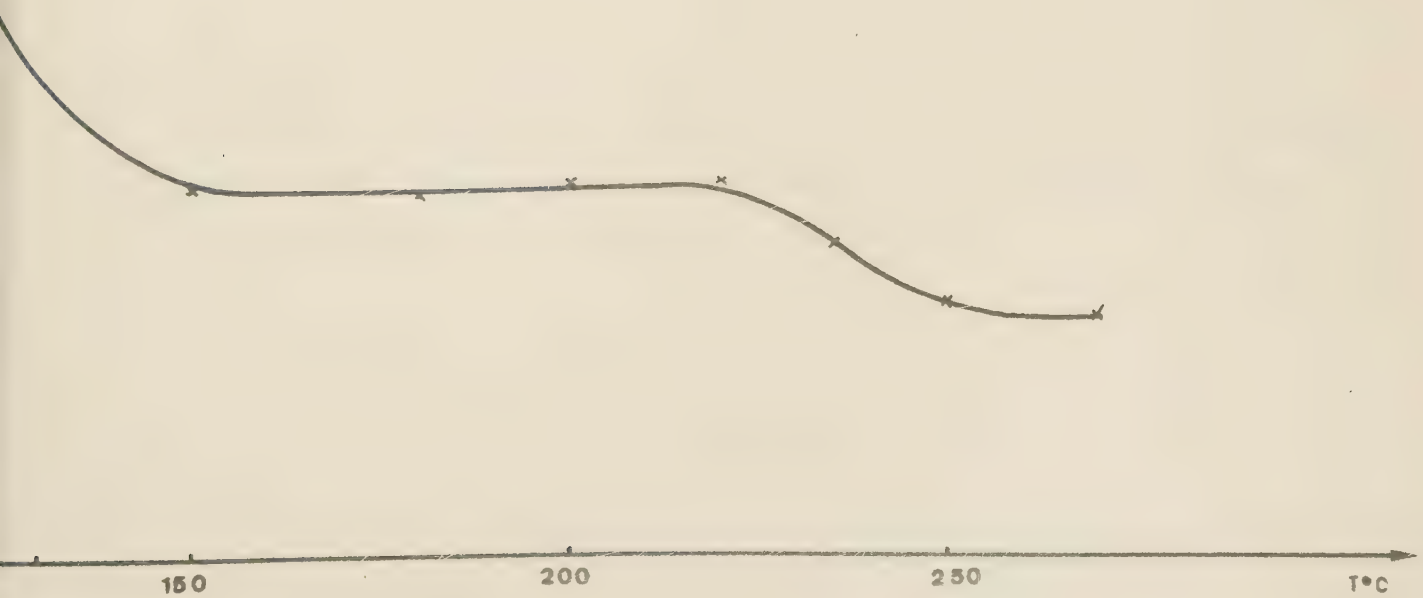


Fig. 82b - Nombre de micromoles d'atomes de Ca passés en solution au bout d'une heure à partir de 1g de dolomite en fonction de la température.



V - CONCLUSIONS.

Les expériences effectuées sur la dolomite ont permis de mettre en évidence à la surface des grains de dolomite obtenus par broyage une couche anisomorphe, dont l'épaisseur est comprise entre celle de la calcite et celle du quartz; la vitesse de dissolution de cette couche est beaucoup plus grande que celle du minéral non perturbé.

Nous avons constaté que la solubilité de la dolomite diminue quand la température augmente; par contre, G.W.Morey (1962) avait noté qu'entre 25° et 340° C la concentration en calcium de la solution passe par un maximum à 200° C, tandis que la concentration en magnésium diminue jusqu'à 180° C, augmente brusquement à partir de 200° C et diminue ensuite jusqu'à 340° C. Mais ses conditions opératoires (Pression constante de 200 atmosphères quelle que soit la température) étaient très différentes des nôtres.

Enfin, les quantités de calcium passées en solution sont plus grandes que celles de magnésium et la différence est accentuée par les températures élevées. Une partie du magnésium, libéré par l'attaque, précipite vraisemblablement sous forme de brucite ou de silicate de magnésie; la formation de ces phases minérales est favorisée par l'augmentation de température. Les résultats obtenus par G.W.Morey, dans les conditions opératoires précédemment citées, montrent, aussi, que le rapport atomique $\frac{Ca}{Mg}$ augmente avec la température, dès 130° C.

- CHAPITRE IV -

DISSOLUTION D'UN MELANGE DOLOMITE-QUARTZ

Nous avons vu que dans le cas de la dolomite seule et jusqu'à une température comprise entre 150° et 180° C, le rapport atomique $\frac{V\,Ca}{V\,Mg}$ diminue ou garde une valeur voisine de 3 au cours du lessivage (tableaux 40-43). A partir de 180°C, il subit une augmentation nette que nous avons attribuée à la précipitation d'une partie du magnésium sous forme de brucite ou de silicate de magnésie. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons lessivé un mélange dolomite-quartz à différentes températures : 180, 200, 220, 235, 250 et 270° C.

La poudre utilisée était constituée par un mélange homogène de 3 g de dolomite et de 3 g de quartz, de granulométrie 40-63 µ.

Les volumes de solution recueillis successivement étaient de 30 cm^3, correspondant à des temps de percolation de 23 minutes. Dans les tableaux 43 a, b, c, d et e sont portées, pour chaque température, les concentrations de chacune de ces fractions en magnésium, calcium et silice.

I - ETUDE DU COMPORTEMENT DES IONS Mg^{++} et Ca^{++}.

Afin de comparer les quantités de magnésium et de calcium dissoutes à partir du mélange dolomite-quartz à celles qui étaient entraînées à partir de la dolomite seule, nous avons calculé à partir des concentrations à l'équilibre (c_T), les nombres de micromoles d'atomes de magnésium (V'_{Mg}) et de calcium (V'_{Ca}) passés en solution au bout d'une heure et nous les avons rapportés à 1 g de dolomite de la prise d'essai.

t/23	mg c-mg/l	Ca c-mg/l	SiO_2 c-mg/l
1	0,10	1,0	180
2	0,08	1,0	158
3	0,10	1,0	140
4	0,08	1,2	138
5	,10	1,2	145
6	0,10	1,3	145
7	0,10	1,3	165
8	0,10	1,3	152
9	0,11	1,4	150
10	0,11	1,4	130
11	0,12	1,4	130
12	0,11	1,4	130

Tableau 43[a] - T° C = 180
P = 10 Kgf/cm²

t/23	mg c-mg/l	Ca c-mg/l	SiO_2 c-mg/l
1	0,05	1,0	176
2	0,05	1,05	224
3	0,04	1,10	216
4	0,05	1,25	224
5	0,02	1,20	224
6	0,04	1,25	232
7	0,04	1,10	230
8	0,04	1,25	228
9	0,05	1,10	230
10	0,04	1,20	216
11	0,04	1,25	224
12	0,05	1,25	224

Tableau 43[b] - T° C = 200
P = 15 Kgf/cm²

t/23	mg c-mg/l	Ca c-mg/l	SiO_2 c-mg/l	mg c-mg/l	Ca c-mg/l	SiO_2 c-mg/l	mg c-mg/l	Ca c-mg/l	SiO_2 c-mg/l
1	0,04	0,7	240	0,02	0,45	236	0,02	0,45	280
2	0,025	0,8	292	0,01	0,45	292	0,01	id.	315
3	id.	0,75	296	0,01	0,45	281	< 0,01	id.	330
4	id.	0,75	296	0,01	0,60	300	id.	id.	315
5	id.	0,85	296	0,015	0,50	287	id.	id.	350
6	id.	0,80	296	0,02	0,60	287	id.	id.	355
7	id.	0,85	292	0,02	0,60	290	id.	id.	350
8	id.	0,85	272	0,015	0,70	270	id.	id.	355
9	id.	0,85	296	0,015	0,75	290	id.	id.	365
10	id.	0,80	280	0,015	0,80	260	id.	id.	365
11	id.	0,80	280	0,015	0,80	290	id.	id.	300
12	0,020	0,80	292	0,015	0,75	270	id.	id.	300

Tableau 43[c]
T° C = 220
P = 22 Kgf/cm²

Tableau 43[d]
T° C = 235
P = 35 Kgf/cm²

Tableau 43[e]
T° C = 250
P = 40 Kgf/cm²

Si c_T est exprimée en mg/l et sachant que le débit d'injection est de 80 cm3 par heure, on a :

$$V'_{Mg} = \frac{c_T \times 80}{3 \times 24} \quad \text{et} \quad V'_{Ca} = \frac{c_T \times 80}{3 \times 40}$$

Dans le tableau 44, sont donnés, respectivement, pour chaque température et pour Mg et Ca, la concentration c_T (en mg/l) et les valeurs V'_{Mg} et V'_{Ca}, ainsi calculées.

Le tableau 45 donne, à titre de comparaison, les nombres de micromoles d'atomes de magnésium et de calcium passés en solution au bout d'une heure et pour 1 g. de la poudre de dolomite considérée à partir de la dolomite seule (V_{Mg} et V_{Ca}) et du mélange dolomite-quartz (V'_{Mg} et V'_{Ca}), ainsi que les rapports atomiques $\frac{V_{Mg}}{V'_{Mg}}$ et $\frac{V_{Ca}}{V'_{Ca}}$.

Ce tableau permet de suivre le comportement du magnésium et du calcium.

1 - Magnésium.

A 180° C, les nombres de micromoles d'atomes passés en solution à partir de la dolomite et du mélange dolomite-quartz sont comparables et le rapport $\frac{V_{Mg}}{V'_{Mg}}$ est voisin de 1. Par contre, dès 200° C, ce rapport augmente rapidement en fonction de la température (fig.83) parce que les quantités de magnésium dissoutes à partir du mélange dolomite-quartz diminuent très rapidement, devenant indosables à 270° C ($< 0{,}005$ mg/l). Ceci confirme l'idée que se forme un silicate de magnésie.

2 - Calcium.

Le rapport $\frac{V_{Ca}}{V'_{Ca}}$ est voisin de 1 à 180 et 220° C, puis augmente très légèrement à partir de 220° C (fig.83). Cette légère augmentation pourrait traduire la précipitation d'une partie du calcium sous forme de calcite lors du lessivage du mélange dolomite-quartz. Cependant, les quantités de calcite ainsi formées sont si faibles qu'il est impossible de les mettre en évidence par rayons X. On retiendra donc qu'à toutes températures, une proportion élevée, sinon la plus grande partie du calcium, est entraînée en solution.

T° C	Magnésium		Calcium	
	c_T	V'_{Mg}	c_T	V'_{Ca}
180	0,11	0,12	1,4	0,94
200	0,04	0,045	1,25	0,84
220	0,02	0,022	0,80	0,53
235	0,015	0,016	0,80	0,53
250	< 0,010	< 0,011	0,45	0,30

Tableau 44 - c_T : concentration à l'équilibre en mg/l ; V'_{Mg} et V'_{Ca} : nombre de micromoles d'atomes de magnésium et de calcium passés en solution au bout d'une heure à partir d'1 g. de dolomite du mélange dolomite-quartz.

T° C	Magnésium			Calcium		
	Dolomite	Dolomite + quartz	V_{Mg}	Dolomite	Dolomite + quartz	V_{Ca}
	V_{Mg}	V'_{Mg}	V'_{Mg}	V_{Ca}	V'_{Ca}	V'_{Ca}
180	0,14	0,12	1,1	0,97	0,94	1,03
200	0,078	0,045	1,7	1,00	0,84	1,2
220	0,078	0,022	3,5	1,00	0,53	1,9
235	0,078	0,016	5,	0,83	0,53	1,6
250	0,055	< 0,011	> 5,5	0,67	0,30	2,2

Tableau 45 - Tableau comparatif entre les nombres de micromoles d'atomes de magnésium et de calcium passés en solution au bout d'une heure et pour 1 g de dolomite de la prise d'essai à partir de la dolomite seule (V_{Mg} et V_{Ca}) et du mélange dolomite-quartz (V'_{Mg} et V'_{Ca}).

II - ETUDE DU COMPORTEMENT DE LA SILICE.

Le tableau 46 montre que les concentrations en silice dissoute quand l'équilibre est atteint sont bien plus importantes à partir du mélange dolomite-quartz qu'à partir de quartz seul. Les concentrations que nous avons obtenues en présence de dolomie se rapprochent de la saturation d'après les données de G.C. KENNEDY (1950) (fig.84).

T° C	180	200	220	235	250
Concentrations en SiO_2 des solutions (quartz) *	0,0007	0,0015	0,005	0,008	0,0165
Concentrations en SiO_2 des solutions (dolomite + quartz)	0,013	0,023	0,028	0,029	0,033
Solubilité du quartz (G.C.Kennedy)	0,015	0,025	0,038	0,041	0,048

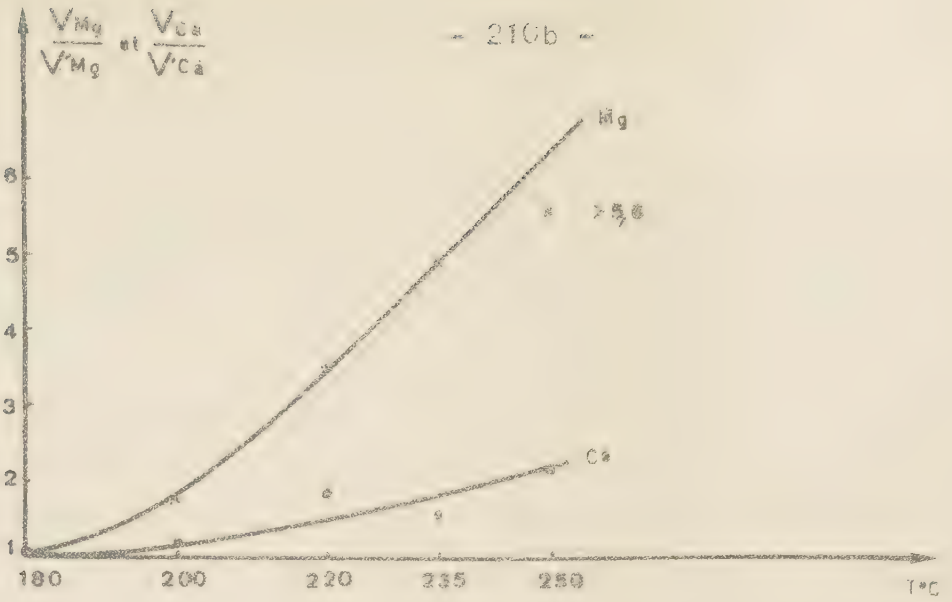
Tableau 46. Tableau comparatif des concentrations (en %) des solutions recueillies par lessivage du quartz et du mélange dolomite-quartz et des solutions saturées (d'après G.C.Kennedy-1950).

III.- CONCLUSIONS.

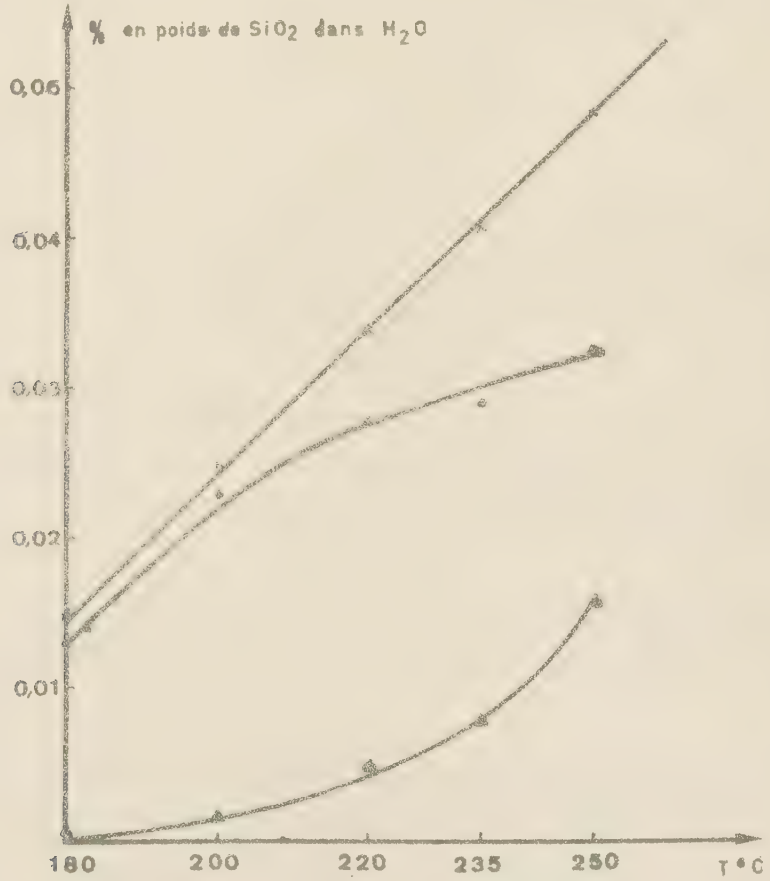
Les expériences de lessivage réalisées sur la dolomite seule ont mis en évidence une précipitation partielle du magnésium. Les essais effectués à partir du mélange dolomite-quartz montrent, qu'au-dessous de 200° C, les nombres de micromoles d'atomes de magnésium passés en solution à partir de la dolomite et du mélange dolomite-quartz sont comparables, ce qui indique que le magnésium libéré par dissolution de la dolomite ne se combine pas avec la silice; il précipite donc en partie sous forme de brucite.

---

* Les expériences sur le quartz seul ayant été réalisées sur une masse de 6 g, les concentrations à l'équilibre ont été divisées par 2 (cf.tableau 37) afin de les comparer à celles que donne le mélange dolomite-quartz (3 g/ de dolomite + 3 g/ de quartz).



g. 83 - Variations des rapports atomiques du magnésium et du calcium dissous à partir de la dolomite et du mélange dolomite - quartz en fonction de la température.



ig. 84 - Courbes donnant la solubilité du quartz dans l'eau (G.C. Kennedy(X) et les concentrations en SiO_2 des solutions de percolation du quartz (▲) et du mélange dolomite - quartz (•) en fonction de la température.

Par contre, dès 200° C, les nombres de micromoles d'atomes de magnésium recueillis en solution à partir du mélange dolomite-quartz sont inférieurs à ceux obtenus à partir de la dolomite seule; le magnésium doit se combiner avec la silice pour donner un silicate de magnésie dont la formation est, en outre, favorisée par les températures élevées. Cependant, la concentration de ce silicate dans le mélange dolomite-quartz non attaqué étant très faible, il n'est pas possible d'en déterminer la nature par rayons X. Nous avons réalisé des expériences afin de l'obtenir isolé et en quantités suffisantes. Ces expériences seront décrites dans le paragraphe suivant.

On remarque, enfin, que la plus grande partie du calcium est entraînée par la solution; l'autre partie précipite vraisemblablement sous forme de calcite, dont la précipitation est d'autant plus grande que la température est plus élevée.

IV - ESSAIS DE SYNTHESE DU TALC.

Afin de préciser la nature du silicate formé, nous avons traité en autoclave (modèle Prolabo), aux températures de 200° C, 245° C, 265° C et 280° C, des solutions recueillies après lessivage d'un mélange dolomite-quartz à 250° C, enrichies légèrement en magnésium à l'aide d'une solution de chlorure de magnésium. Cette addition d'ions a été nécessaire pour obtenir des quantités de produit formé déterminables aux rayons X.

Les prises d'essai, placées dans un creuset en platine afin d'éviter l'action d'ions étrangers, sont identiques dans toutes les expériences :

a) 13 cm^3 de solution de lessivage du mélange dolomite-quartz, dont la concentration en SiO_2 est de 300 mg/l (pH.7,2) ;

b) 2 cm^3 de solution de chlorure de magnésium à 6 mg/cm^3 d'ions Mg^{++}, de pH 6,8 ou 3,5; le pH est ajusté à 3,5 à l'aide d'acide chlorhydrique.

La nature des produits formés a été déterminée par R.X. (chambre de 360 mm de diamètre). La fig.85 a donne à titre comparatif un diagramme de talc naturel (Corneilla-de-Conflent).

1 - Essais à 280° C.

Les deux essais effectués à cette température diffèrent seulement par le pH de la solution de $MgCl_2$ utilisée. Ces expériences ont duré 48 heures.

a - Solution de $MgCl_2$ de pH : 6,8. Le produit formé, de couleur blanche, a été lavé afin d'éliminer les sels solubles de magnésium. Au microscope, il se présente en lamelles biréfringentes de quelques microns et d'indice moyen peu différent de 1,58. Le diagramme de R.X. (fig.85 b) montre des raies floues à 9,3 Å, 4,56 Å, 3,11 Å; 2,62 Å, 2,48 Å, 2,24 Å et 1,52 Å, toutes caractéristiques du talc.

b - Solution de $MgCl_2$ de pH : 3,5. Le diagramme de R.X. donne encore les raies du talc; cependant les intensités sont beaucoup plus faibles que dans l'essai précédent et la raie à 3,11 Å n'apparaît plus.

2 - Essai à 265° C.

Cet essai a duré 96 heures; la solution de $MgCl_2$ (pH: 3,5) et la solution de silice ont été renouvelées après 48 heures.

Sur le diagramme, fig.85 C, apparaissent les raies du talc; elles sont beaucoup plus nettes que celles des deux diagrammes précédents. Ceci est dû :

a) au renouvellement de la solution ;

b) à l'augmentation de la durée d'expérience.

(Les quelques raies supplémentaires (P), repérées sur la fig.80^c, sont celles du platine arraché au creuset lors de la récupération du produit).

3 - Essai à 245° C.

Dans les mêmes conditions expérimentales que l'essai précédent, le produit obtenu est mal cristallisé; on distingue sur le diagramme de R.X. de nombreux halos à 12 Å, entre 6,75 Å et 8,46 Å, à 4,70 Å, à 3,01 Å, à 2,60 Å et une raie à 1,52 Å. Il s'agit d'un diagramme de sépiolite.

4 - Essai à 200° C.

Dans les mêmes conditions expérimentales, on obtient encore de la sépiolite (fig.85 d).

Ces essais tendent bien à confirmer que la diminution des concentrations en magnésium dans les solutions de percolation du mélange dolomite-quartz au-dessus de 200° C est due à la formation d'un silicate de magnésie. Il apparaît, en outre, que la nature de ce silicate dépend de la température; tandis que la sépiolite se forme au-dessous de 265° C, le talc prend naissance au-dessus de cette température. Rappelons que les essais décrépitométriques ainsi que les critères géothermométriques (présence de pyrrhotite monoclinique, rétromorphoses trémolite-talc et épidote, trémolite-chlorite) situent entre 260° C et 300° C la température de formation des gisements de talc pyrénéens.

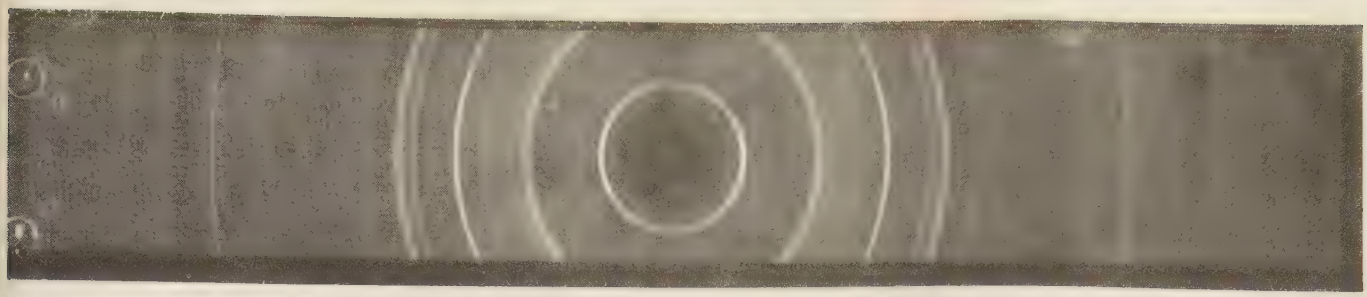


Fig. 85a - Diagramme du talc de Corneilla-de-Conflent.

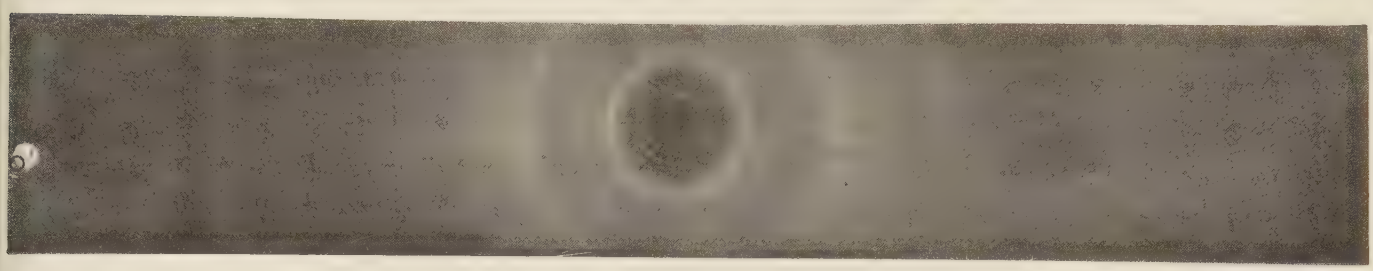


Fig. 85b - Diagramme du talc de synthèse ; essai à 280°C.

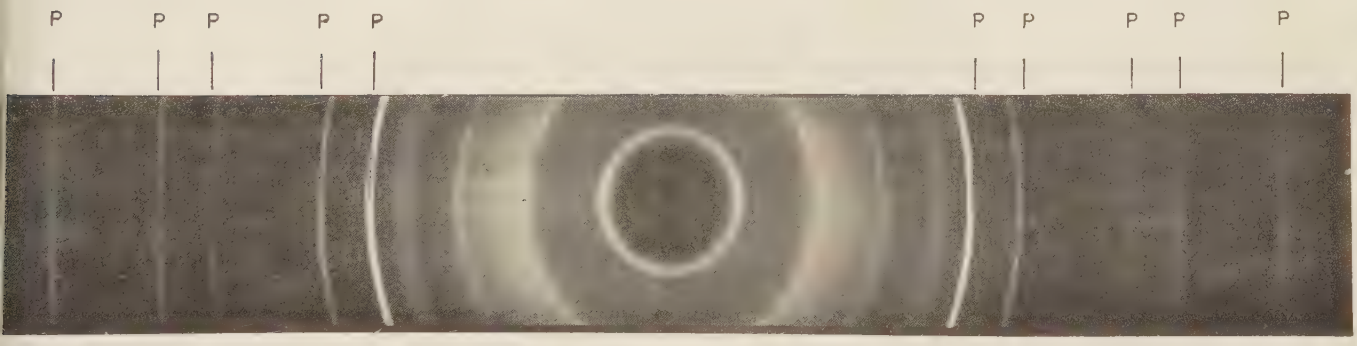


Fig. 85c - Diagramme du talc de synthèse; essai à 265° C.

Fig. 85d - Diagramme de la sépiolite de synthèse;
essai à 200° C.

CHAPITRE V

DISSOLUTION D'UN SCHISTE A SERICITE

L'étude métallogénique des gîtes de talc pyrénéens a montré l'importance des chlorites dans la plupart de ces gisements. Il apparaît que ces chlorites se sont formées par action de solutions thermales chargées en magnésie sur des roches silico-alumineuses. La silice des roches mères, provenant du quartz ou libéré à partir de silicates au cours de cette réaction, se trouvant solubilisée, aurait réagi sur les dolomies avoisinantes pour donner la plus grande partie du talc.

L'expérience décrite dans ce chapitre a pour but de reproduire ce processus de formation des chlorites et de montrer qu'une solution de chlorure de magnésium peut libérer des quantités importantes de silice par lessivage d'une roche silico-alumineuse.

Nous avons effectué cet essai sur un schiste à séricite prélevé au toit du gisement de Trimouns. Un examen en lame mince a révélé essentiellement séricite, quartz et minerais de fer.

La composition chimique de cette roche est la suivante :

	(%)	millimoles pour 100 g
SiO_2	47,0	783
Al_2O_3	31,2	305
Fe_2O_3	2,7	17
Fe	1,4	25
MgO	2,5	62
CaO	-	-
K_2O	8,5	90
Na_2O	0,25	4
S	1,6	50
H_2O	4,3	239
Total	99,45	

des lè- ents	N cm^3	c mg/l	m mg	Σ N cm^3	Σ m mg
	400	23	9	400	9
	1200	53	64	1600	73
	1200	46	55	2800	128
	1200	57	68	4000	196
	1200	66	79	5200	275
	1200	81	98	6400	373
	1200	70	84	7600	457
	1200	63	76	8800	533
	1200	75	90	I0000	623
	1200	62	73	11200	696

.bleau 47a - Etude de la solubilisa- .on de la silice (SiO_2).

n° des prélè- vements	N cm^3	c mg/l	m mg	Σ N cm^3	Σ m mg
1	400	0,23	0,092	400	0,092
2	1200	0,096	0,11	1600	0,20
3	1200	0,21	0,26	2800	0,46
4	1200	0,50	0,60	4000	1,06
5	1200	0,55	0,66	5200	1,72
6	1200	0,61	0,73	6400	2,45
7	1200	0,41	0,50	7600	2,95
8	1200	0,21	0,26	8800	3,21
9	1200	0,23	0,27	10000	3,48
10	1200	0,30	0,36	11200	3,84

Tableau 47b - Etude de la solubilisation de l'alumine (Al_2O_3).

n° des prélè- vements	N cm3	c mg/l	m mg	Σ N cm^3	Σ m mg
1	400	3,2	1,3	400	1,3
2	1200	4,7	5,6	1600	6,9
3	1200	4,6	5,5	2800	12,4
4	1200	5,6	6,7	4000	19,1
5	1200	7,0	8,4	5200	27,5
6	1200	6,7	8,0	6400	35,5
7	1200	6,4	7,7	7600	43,2
8	1200	6,2	7,5	8800	50,7
9	1200	6,3	7,5	10000	58,2
10	1200	6,0	7,2	11200	65,4

Tableau 47c - Etude de la solubilisation du potassium (K_2O).

n° des prélèvements	N cm3	c mg/l	m mg	Σ N cm3	Σ m mg
1	400	0,40	0,16	400	0,16
2	1200	0,28	0,33	1600	0,49
3	1200	0,25	0,30	2800	0,79
4	1200	0,40	0,48	4000	1,27
5	1200	0,44	0,52	5200	1,79
6	1200	0,42	0,50	6400	2,29
7	1200	0,40	0,48	7600	2,77
8	1200	0,37	0,45	8800	3,22
9	1200	0,47	0,56	10000	3,78
10	1200	0,56	0,67	11200	4,45

Tableau 47d - Etude de la solubilisation du sodium (Na_2O).

n° des prélèvements	N cm3	c mg/l	m mg	Σ N cm3	Σ m mg
1	400	102	40,8	400	41
2	1200	111	133	1600	174
3	1200	113	135	2800	309
4	1200	110	132	4000	441
5	1200	95	114	5200	555
6	1200	111	133	6400	688
7	1200	115	138	7600	826
8	1200	111	133	8800	959
9	1200	120	144	10000	1103
10	1200	116	140	11200	1243

Tableau 47e - Etude du comportement de la magnésie (MgO).

Les rapports molaires $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, $\frac{SiO_2}{K_2O}$, $\frac{SiO_2}{Na_2O}$, et $\frac{K_2O}{Na_2O}$,

qui seront utilisés au cours de cette étude, sont respectivement égaux à 2,56- 8,7 - 196 et 22,5.

Un diagramme de poudre (chambre de 360 mm, KαCu) réalisé sur cet échantillon montre, à côté des raies du quartz et de la séricite, des raies de faible intensité de chlorite individualisée (fig. 86 a). On attribuera à ce dernier minéral la magnésie (MgO 2,5 %) décelée par analyse chimique.

La composition minéralogique* déduite de cette analyse serait : séricite = 75 % ; quartz = 11 % ; chlorite = 7 % ; pyrite = 3 % ; oxyde de fer = 2,7 %.

Nous n'avons pas opéré sur une poudre de granulométrie définie, comme dans les essais précédents, mais sur un granulat obtenu par simple écrasement de la roche au mortier d'Abich, car un broyage trop intense aurait créé une proportion importante de fines particules susceptibles d'être entrainées par la solution à travers les pores de la pastille frittée. Il ne nous a pas été possible d'éliminer les fines particules par tamisage, car le produit retenu n'aurait plus la composition minéralogique du schiste analysé.

Six grammes de roches ont été lessivés, à raison de 40 cm^3 par heure, par 11200 cm^3 d'une solution de chlorure de magnésium de concentration en MgO égale à 120 mg/l, à la température de 275°C, ce qui correspond à une pression de vapeur d'eau de 55 Kgf/cm^2.

L'expérience a été interrompue à six reprises pour vérification de l'autoclave, examen macroscopique du schiste soumis à la percolation et prélèvement de matière en quantité juste suffisante pour la réalisation d'un diagramme de poudre. La solution a été recueillie d'abord par fractions de 40 cm^3 jusqu'à un volume total de 400 cm^3 puis par fractions successives de 120 cm^3 ; SiO_2, Al_2O_3,

---

* - Le calcul a été effectué à partir des formules suivantes pour la séricite et pour la chlorite :

séricite : 6 SiO_2, 3 Al_2O_3, $(K, Na)_2O$, H_2O.

chlorite : 5,5 SiO_2, 2,5 Al_2O_3, 9 MgO, 8 H_2O.

K_2O, Na_2O et MgO ont été dosés dans chacune d'elles. Dans les tableaux 47a, b, c, d, e, nous donnons la moyenne des concentrations c (en mg/l) et la masse m (en mg) de chaque oxyde contenu dans 10 prélèvements successifs du volume total N (en cm^3), ainsi que les volumes de solution cumulés $\sum N$ et les masses d'oxydes cumulées $\sum m$.

I.- ETUDE DU COMPORTEMENT DE SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O.

Les tableaux 47 a, b, c, d, donnent les quantités des différents oxydes passés en solution à la fin de l'expérience, soit 696 mg de SiO_2, 3,84 mg d'Al_2O_3, 65,4 mg de K_2O et 4,45 mg de Na_2O.

1 - La comparaison des rapports molaires $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, $\frac{SiO_2}{K_2O}$, $\frac{SiO_2}{Na_2O}$ de l'échantillon à ceux calculés à partir des masses d'oxydes passées en solution (tableau 48) montre que, dans nos conditions expérimentales, par rapport à la silice, l'alumine se dissout en proportion beaucoup plus faible (120 fois moins), que K_2O se dissout en proportion un peu plus faible (2 fois moins environ) et que, par contre, Na_2O se dissout en proportion un peu plus élevée. De ces résultats découle aussi que K_2O se dissout moins facilement que Na_2O (2 fois moins).

Ces résultats recoupent ceux obtenus par G.W. Morey et R.O. Fournier (1961) et M. Lagache (1965) dans leurs études sur la dissolution des feldspaths à des températures comprises entre 100°C et 295°C.

Rapports molaires	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{K_2O}$	$\frac{SiO2}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$
dans l'échantillon	2,56	8,7	196	22,5
dans la solution	310	17	163	9,7

Tableau 48 - Comparaison des rapports molaires d'oxydes dans l'échantillon et dans la solution.

2 - La quantité de séricite altérée, calculée à partir du nombre de millimoles d'oxydes alcalins (0,76) passés en solution, est égale à 605 mg, ce qui correspond à 13 % de la prise d'essai. La dégradation de la séricite apparaît nettement sur les diagrammes de poudre (fig. 86 b et 86 c) réalisés, respectivement, sur l'échantillon après percolation de 6,4 litres et 11,2 litres de solution de chlorure de magnesium ; elle se traduit par une diminution de l'intensité des raies principales et notamment de la raie (001).

3 - L'altération de la séricite libère des masses de silice et d'alumine que l'on peut facilement calculer à partir du nombre de millimoles de K_2O + Na_2O (0,76) passé en solution.

Pour la silice, le calcul donne 273 mg tandis que la masse de silice extraite est de 696 mg ; la différence provient de la solubilisation du quartz. Effectivement, les diagrammes de poudre (fig. 86 b et c) montrent une nette diminution de l'intensité des raies caractéristiques de ce minéral. La masse de silice attribuable à la mise en solution du quartz est donc égale à 423 mg, ce qui correspondrait à une concentration moyenne de 37 mg/l de silice dans la solution recueillie après lessivage de la roche.

Pour l'alumine, le calcul donne 232 mg alors que la masse totale de cet oxyde recueillie dans la solution en fin d'expérience, atteint seulement 3,84 mg. Ainsi, la quasi-totalité de l'alumine reste dans l'autoclave où une partie précipite sous forme de boehmite, effectivement caractérisée par la raie à 6,10 Å, repérée (B) sur les diagrammes des figures 86 b et 86 c. La formation de ce minéral, mise en évidence par W.T. Holser (1956), au cours de l'altération de la muscovite à 300°C, a été également observée par G.W. et R.O. Fournier (1961) et M. Lagache (1965) à partir des feldspaths.

II - ETUDE DU COMPORTEMENT DE MgO.

Les concentrations en magnésie des solutions recueillies après lessivage de la roche soht inférieures à celles de la solution initiale (tableau 47e). Comme les diagrammes de poudre (fig. 86a, b, c) montrent une augmentation de l'intensité des raies de la chlorite au cours du lessivage, on peut estimer que le magnésium a été capté par la formation de ce minéral.

Cependant, la fixation de la magnésie n'est pas uniforme durant toute la durée de l'expérience (tableau 49).

n° des prélèvements	Volume des solutions N cm^3	c en mg/l de MgO dans la solution	% de magnésie fixée
1	400	102	15
2	1200	111	7,5
3	1200	113	5,7
4	1200	110	8,3
5	1200	95	20,6
6	1200	111	7,5
7	1200	115	4,1
8	1200	111	7,5
9	1200	120	0
10	1200	116	3,3

Tableau 49 - Proportion de magnésie fixée dans l'autoclave au cours du lessivage du séricitoschiste.

Pendant le passage des premiers 400 cm^3, une proportion importante de magnésie (15 %) est retenue par la roche ; la réaction a été vraisemblablement facilitée par l'activité des couches superficielles perturbées par le broyage.

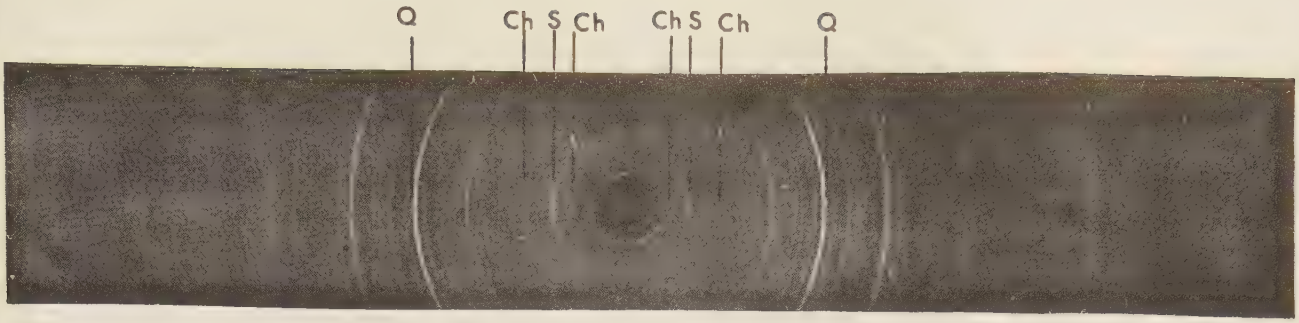


Fig. 86a - Diagramme de poudre réalisé sur l'échantillon de schiste à séricite.

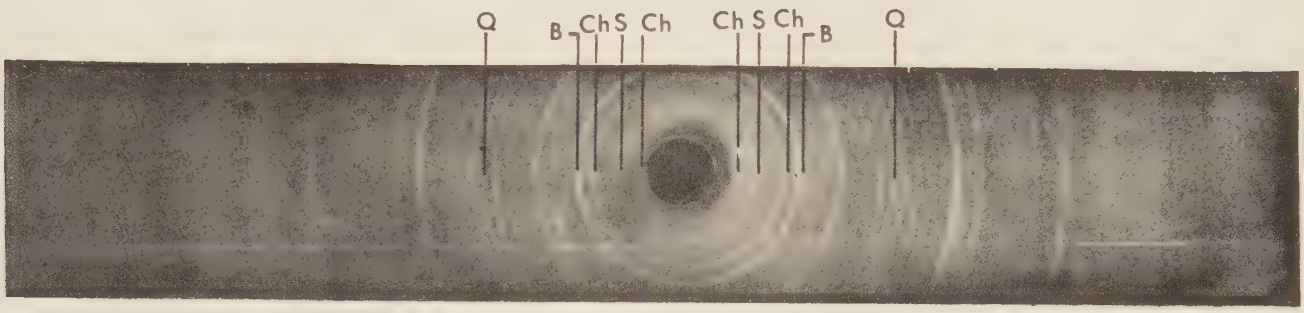


Fig. 86b - Diagramme de poudre réalisé sur l'échantillon de schiste à séricite après percolation de 6,4 litres de solution de chlorure de magnésium.

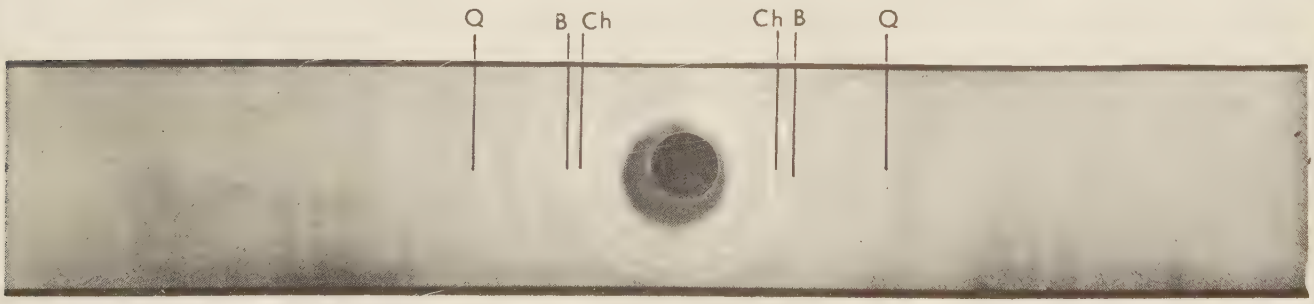


Fig. 86c - Diagramme de poudre réalisé sur l'échantillon de schiste à séricite après percolation de 11,2 litres de solution de chlorure de magnésium.

Légende : S : séricite ; Ch : chlorite ; Q : quartz ; B : boehmite.

Par la suite (tableau 49), les quantités de magnésium retenues au cours des prélèvements successifs varient autour d'une valeur moyenne de 6,5 % (signalons, toutefois, l'anomalie liée au 5ème prélèvement ; nous l'attribuerons à la formation de nouvelles surfaces particulièrement actives dues à l'ouverture de microfissures préexistantes dans la roche sous l'effet thermique lors de la remise en marche de l'appareil. Cette idée est renforcée par un accroissement simultané des teneurs correspondant aux différents oxydes dans la solution (tableaux 47a, b, c, d). Ce phénomène s'atténue, ensuite, au cours du lessivage).

La vitesse de percolation étant relativement grande (40 cm^3 par heure), il est normal que la proportion de magnésie fixée par la roche soit faible.

III - CONCLUSIONS.

Une solution de chlorure de magnésium agissant sur un schiste à sericite dans des conditions hydrothermales dissout en proportions importantes la silice et les alcalins, la plus grande partie de la silice pouvant résulter de la solubilisation de quartz qui accompagne généralement la sericite.

L'alumine n'est presque pas entrainée et précipite. Dans l'autoclave, nous l'avons retrouvée à l'état de boehmite. Ce minéral n'apparait pas dans les gîtes de talc parce que l'alumine s'est combinée à la silice et à la magnésie pour donner des chlorites. On peut penser que cette réaction ne s'est pas produite dans nos essais, parce que la vitesse d'écoulement de la solution est trop grande pour que les ions aient le temps de réagir ; signalons que M. Lagache (1965) a montré l'influence de l'"intensité du drainage" sur la nature des phases minérales formées.

Enfin, une certaine partie de la magnésie est fixée par la roche, ce qui permet la formation d'une chlorite. La réalisation de cette réaction dans l'autoclave appuie l'idée que les chlorites des gîtes de talc pyrénéens sont dues à la métasomatose de roches silico-alumineuses par des solutions magnésiennes.

C O N C L U S I O N

L'étude des gîtes de talc pyrénéens a revélé une extrême abondance de chlorites dans la plupart des gisements, excepté à Corneilla-de-Conflent. Cependant, les conditions essentielles de formation, retrouvées partout, sont : d'une part un broyage très accentué qui a facilité la circulation et l'action de fluides hydrothermaux et, d'autre part, la présence de roches silico-alumineuses ou simplement siliceuses associées, en général, à des dolomies ou à des calcaires dolomitiques.

A Reynès, Caillau, Montferrier et Trimouns, on constate que les chlorites, mélées à des proportions plus ou moins grandes de talc, dérivent de la métasomatose de roches silico-alumineuses. Cela suppose un apport de magnésie par les solutions hydrothermales. Nous ne traiterons pas ici de l'origine de cette magnésie, que G. Guitard* a récemment attribuée à la métasomatose de dolomies par des solutions ferrifères qui ont donné naissance aux gîtes de sidérose.

La diversité des chlorites s'explique par la différence de composition des roches mères. Suivant les proportions initiales de biotite, de quartz, de feldspath ou de muscovite se sont développées des chlorites plus ou moins ferrifères, siliceuses ou alumineuses. La ripidolite, fréquente à Reynès et à Cobazet (Caillau), provient de la transformation de micaschistes à biotite ou de granite a biotite, tandis que la shéridanite, largement représentée à Montferrier et à Trimouns, découle de micaschistes à muscovite et biotite ou de séricitoschistes ; le clinochlore, beaucoup plus rare, n'a été observé que dans les roches les plus siliceuses, aplites et quartzites à phyllites, a Trimouns et Montferrier ; la corundophyllite, exceptionnelle, ne se trouve que dans les diaclases du granite (Caillau) ou des pegmatites (Montferrier). Enfin, à Reynès, des vermiculites-chlorites se forment aux dépens du phlogopite suivant un processus analogue à celui que nous avons observé dans l'auréole de transformation des ophites.

---

* - G. Guitard - Communication au Colloque Scientifique E. Raguin. Paris, Avril 1971.

Des solutions thermales exemptes de magnésie ont pu, elles-aussi, dissoudre de la silice, mais sans formation de chlorite. Par exemple, à Corneilla-de-Conflent, l'encaissant schisteux a été transformé en argiles, représentées, principalement, par des illites ; on ne trouve pas de véritables chlorites, mais seulement des vermiculites-chlorites au contact des calcaires dolomitiques qui ont fourni le magnésium.

Le talc proprement dit a été formé, accessoirement, par action d'eaux magnésiennes sur des quartzites (Montferrier, Trimouns), mais les masses essentielles de ce minéral résultent de la métasomatose de dolomies. Les solutions chargées de silice par lessivage de roches siliceuses ou silico-alumineuses ont réagi sur ces dolomies. En outre, elles ont pu à la faveur d'un changement de conditions physico-chimiques, et, en particulier, par abaissement de la température, réagir sur des chlorites déjà formées pour donner du talc et de nouvelles chlorites ; dans un stade ultime, elles ont déposé du quartz (Caillau-Reynès). La variation des conditions physico-chimiques est attestée par les transformations plus ou moins avancées de pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique.

La formation des gisements de talc pyrénéens est postérieure aux phénomènes de métamorphisme général ou à la mise en place des intrusions granitiques. Elle a été accompagnée, en effet, par une transformation des minéraux de métamorphisme : trémolite ⟶ talc, trémolite-épidote ⟶ chlorite, phlogopite ⟶ vermiculite-chlorite ou des minéraux du granite ou des pegmatites : biotite, muscovite, feldspaths ⟶ chlorites. Ces observations jointes aux transformations structurales des pyrrhotites permettent de situer au-dessus de 300°C, la température de formation de ces divers gisements. Cette température concorde approximativement avec celle que nous avons pu déduire d'essais décrépitométriques sur le quartz, la pyrite et les minéraux phylliteux.

Des expériences, réalisées avec un dispositif spécialement construit pour étudier la mise en solution des minéraux en milieu hydrothermal, nous ont permis de mieux saisir le mécanisme de certaines réactions naturelles concernant la formation des gîtes de talc.

Une première série d'expériences a porté sur l'accroissement de solubilité du au broyage. Il est notable pour le quartz, moins important pour la dolomite ; la différence s'explique par les propriétés différentes de ces deux minéraux au point de vue de la cohésion. Ces expériences permettent d'attribuer un rôle essentiel aux phénomènes tectoniques dans les processus hydrothermaux ; la microfissuration des roches, sous l'action des contraintes mécaniques naturelles, renouvelle de façon continue à la surface des minéraux des couches superficielles de solubilité plus grande que celle du minéral sous-jacent ; cela favorise la mise en solution des ions et la formation de nouvelles phases minérales.

Dans une deuxième série d'expériences, nous avons cherché à reconstituer le talc dans des conditions voisines du milieu naturel de genèse. Les teneurs en magnésium des solutions recueillies après lessivage d'un mélange dolomite-quartz, sont inférieures à celles qui résultent du lessivage de la dolomite seule, ce qui traduit bien la formation d'un silicate de magnésie. Nous avons observé que ce silicate est le talc au-dessus de 265°C, c'est-à-dire dans le domaine où se seraient formés les gisements étudiés, d'après les déterminations géothermométriques. Au-dessous de 265°C, la silice réagit encore avec la magnésie, mais il forme, alors, de la sépiolite.

Un troisième groupe d'expériences a porté sur le comportement d'un schiste à séricite sous l'action d'une solution de chlorure de magnésium à la température de 275°C où se sont formés les gisements. Nous avons observé une fixation de magnésie, décelée par

une diminution de la teneur en MgO dans les solutions de lessivage et accompagnée d'un enrichissement en chlorite, très visible par rayons X. Simultanément l'eau se charge de silice, due en grande partie à la dissolution du quartz et l'alumine est précipitée. Ceci correspond bien au mécanisme que nous avons envisagé pour la formation des gisements de talc d'après les études géologiques et minéralogiques.

- BIBLIOGRAPHIE -

ALENGRIN F. (1968).- Contribution à la géochimie du strontium dans les calcaires et les barytines. Thèse, 3ème cycle, Fac. Sciences, Toulouse, 80 pages.

ALEXANDER G., HESTON W.M. et ILER R.K. (1954).- The solubility of amorphous silica in water. J. Phys.Chem., vol.58, p.453-455.

ALEXANIAN G. (1956).- Mesure de l'épaisseur de la couche dite amorphe du quartz par la diffraction des électrons. C.R. Acad. Sc., t.242, p.2145-2147.

ARANITIS S. (1967).- Les gisements de talc pyrénéens. Description. Essai d'interprétation de leur genèse. Bull. Bur. Rech. géol. et min., n°1, p.3 - 118.

ARMSTRONG E.J. (1946).- X-Ray studies of surface layers of crystals. Bell. Syst. Tech. J., U.S.A., vol.25, p. 136-155.

ARNOLD R.G. (1966).- Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-Ray diffraction. Amer.Mineral., vol.51., p.1221-1227.

(1969).- Pyrrhotite phase relations below 304° ± 6° C at < 1 atm total pressure. Econ. Geol.,vol.64, p.405-419.

AUTRAN A. et GUITARD G. (1969).- Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées-Orientales) :liaison avec la nappe du Canigou. C.R. Acad.Sc., t.269, p.2497-2499.

BARES L. (1970).- Influence du broyage sur la vitesse de dissolution du quartz, de la calcite et d'un microcline perthitique. Thèse 3ème cycle, Fac.Sciences, Toulouse, 87 pages.

BARNES H.L. (1967).- Geochemistry of hydrothermal ore deposits. p.406 et 411. Aslt, Rinehart and Winston Inc.

BARSHAD I. (1948).- Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-Ray analyses, differential thermal curves and water content. Amer.Mineral., vol.33, p.655-678.

BASSET W.A. (1959).- The origin of the vermiculit deposit at Libby, Montana. Amer. Mineral., vol.44, p.282-299.

BESSON H., CAILLERE Set HENIN S. (1965).- Altération du mica par voie expérimentale. C.R. Acad.Sc., t.206, p.2858-2860.

LE BOUFFAUT L. (1966).- Structure superficielle et anomalies de transformation du quartz. Bull.Soc.fr.Céram., n°71, p.65-81.

BOULADON J., MACHAIRAS G. et PROUHET J.P. (1963).- Sur la découverte de tufs kératophyriques intercalés et de kératophyres dans les lydiennes de la base du viséen de Las Cabesses (Ariège). C.R. Acad.Sc., t.257, p. 191-192.

BOWEN N.L. et TUTTLE O.F. (1949).- The system $MgO - SiO_2 - H_2O$. Bull. Geol. Soc. Amer., vol.60, p. 439-460.

BOYER A. (1954).- Influence des traitements mécaniques sur les propriétés superficielles du quartz. Bull. Soc.fr. Miner. Crist., vol.77 (2), p. 1116-1125.

CAILLERE S. et HENIN S. (1960).- Relation entre la constitution cristallochimique des phyllites et leur température de déshydratation. Application au cas des chlorites. Bull. Soc.fr. Céram., n°48, p. 63-67.

CAILLERE S, HENIN S. et BESSON H. (1963).- Altération du quartz et formation d'antigorite. C.R. Acad. Sc., t.256, p.208-210.

CAILLERE S., HENIN S. et GRUNNELON R. (1949).- Transformation expérimentale du mica en divers types de minéraux argileux par séparation des feuillets. C.R. Acad. Sc., t.228, p.1741-1742.

CAPDECOMME L. (1950).- Sur la genèse des talcs Pyrénéens. Bull.Soc. Hist. Nat., Toulouse, t.85, p. 313-316.

(1943).- Sur les procédés d'étude des roches charbonneuses, à propos des schistes graphitiques de la région de Larignac. Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, t.78, p.181-190.

CAVET P. (1958).- Le Dévonien et le Dinantien du plateau d'Ambulla. B.S.G.F., (6), t.VIII, p. 925-926.

CAVET P. (1959).- Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales françaises. (Thèse, Toulouse, 1957). Bull.Serv. Carte Géol. Fr., t. LV , n° 254.

CASTERAS M. (1933).- Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXXVII, n° 189.

CHRISTOPHE MICHEL-LEVY, M. (1957).- Premiers stades du métamorphisme artificiel d'une dolomie siliceuse : formation de trémolite et de diopside. Bull. Soc. fr. Minér. Crist., vol.80, p. 297 - 303.

CLERC R. (1945).- Construction d'une installation d'analyse thermique. Application à l'étude des talcs. D.E.S., Fac.Sciences, Toulouse.

DALMAYRAC B. (1967).- Etude tectonique et microtectonique du paléozoïque de la partie orientale du synclinal de Villefranche (P.O.). Thèse, 3ème cycle, Fac. Sciences, Paris.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1962).- Rock forming minerals, vol. 3, Londres, Longmans, Green and Co Ltd.

DEICHA G. (1955).- Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris, Masson et Cie, 1 fasc.

DERAMOND J., MANGINA A., ROUX L. et SOULA J.C. (1969).- Déformations superposées et figures d'interférences dans les Pyrénées ariégeoises. C.R. Acad. Sc., t. 269, p. 1-4.

DESTOMBES J.P. (1956).- Magnésites (giobertites) des Pyrénées Occidentales. B.S.G.F., (6), VI, p. 461-476.

ERNST W.G. (1968).- Minerals, rocks and inorganic materials, vol.1 amphiboles, crystal chemistry, phase relations and occurence. Springer-Verlag New-York Inc.

FAWCETT J.J. et YODER H.S. (1966).- Phase relations of chlorites in the system MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O. Amer. Mineral. vol. 51, p. 353-380.

FONTBOTE J.M. et GUITARD G. (1958).- Aperçu sur la tectonique cassante dans la zone axiale des Pyrénées Orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. B.S.G.F. (6), VIII, p. 884-890.

FORBES W.C. (1969).- Unit-cell parameters and optical properties of talc on the join $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ - $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Amer. Mineral., vol. 54, p. 1399-1408

FORTUNE J.P. (1966).- Sur les températures de formation des gîtes de talc pyrénéens. C.R. Ac.Sc., t.262, p.952-953.

FORTUNE J.P., MONCHOUX P. et ORLIAC M. (1968).- Sur les phyllites associées aux ophites de Pouzac (Hautes-Pyrénées). C.R. Ac. Sc., t.267, p. 387-389.

GORDON T.M. et GREENWOOD H.J. (1970).- The reaction : Dolomite + quartz + water = Talc + calcite + carbon dioxide. Amer. Journ. Sci., vol. 268, p. 225-241.

GUITARD G. (1958).- Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale Pyrénéenne entre l'Arège et la Méditerranée. B.S.G.F., (6), VIII, p. 825-852.

(1967).- Origine hydrothermale et mode de formation de la giobertite, de la brucite et de la dolomie spathique du gisement de Serre de Montner. C.R. Acad. Sc., t. 265, p. 1879-1882.

GUITARD G. et LAFFITTE P. (1956).- Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. C.R. Acad. Sc., t. 242, p.2749-2752

GRUNER J.W. (1934).- The crystal structure of talc and pyrophyllite Zeit. Krist., vol. 88, p. 412.

HELLNER E. et SCHURMAN K. (1966).- Stability of metamorphic amphiboles, the tremolite - ferroactinolite series. J. Geol., U.S.A., 74, p. 322-331.

HEY M.H. (1954).- A new review of the chlorites. Miner. Mag., vol. 30, p. 277

HOLSER W.T. (1956).- Hydrothermal alteration of muscovite in steam gage-glasses. Amer. Mineral., vol. 41, p. 799

KENNEDY G. (1950).- A portion of the system silica-water. Econ. Geol., 45, p. 629-653.

KOLTERMAN E. (1964).- Der thermische Zerfall von talk. Neuco.Jahrl Min., Mh, p. 97-106.

LACROIX A. (1891).- Sur les déformations subies par les cristaux de quartz des filons de Pitourless-en-Lordat (Ariège) et sur les minéraux formés par l'action de ces filons sur les calcaires paléozoïques. Bull. Soc. fr. Miner. Crist. vol.14 p. 312-313.

(1896).- Minéralogie de la France et de ses colonies t. 2, p. 618. Paris.

(1898).- Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1°mémoire). Les contacts de la Haute Ariège. Bull. Serv. Carte. Géol. Fr., t. X, n° 64.

(1900).- Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2° mémoire). Les contacts de la Haute Ariège, de l'Aude, des Pyrénées Orientales et des Hautes Pyrénées. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XI, n° 71.

LAFFITTE P. (1966).- La métallogénie de la France. B.S.G.F. (7) VIII, p. 52-72.

LAGACHE M. (1965).- Contribution à l'étude de l'altération des feldspaths, dans l'eau, entre 100°C et 200°C, sous diverses pressions de CO_2, et application à la synthèse des minéraux argileux. Bull. Soc. fr. Miner.Crist., vol.88. p. 223-253.

MANGIN A. (1967).- Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint-Barthélemy (Pyrénées Ariégeoises). Thèse, 3ème cycle, Fac. Sciences, Toulouse.

MENGAUD L. (1908).- Les gisements de talc du Massif du St Barthélémy (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 41, p. 71-98

METZ P.W. et WINKLER G.F. (1963).- Experimentelle Gesteinsmetamorphose VII Dic Bildung Von Talc aus Kieselingen Dolomit. Geol. cosm. Acta, vol. 27, p. 431-457.

MONCHOUX P. (1970).- Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur génèse et de leurs transformations. Thèse, Fac. Sciences, Toulouse.

MOREY G.W. (1962).- The action of water on calcite, magnesite and dolomite. Amer. Mineral. vol. 47, p. 1456-1460.

MOREY G.W. et FOURNIER R.D. (1961).- The decomposition of microcline, albite and nepheline in hot water. Amer. Mineral vol. 46, p. 688-699.

NIGGLI P. (1927).- Tabellen zur Cllgemein und speziellen Mineralogie. Berlin, P. 78.

ORCEL J. (1927).- Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. fr. Miner. Crist., vol. 50, p. 75-456.

ORCEL J., CAILLERES S. et HENIN S. (1950).- Nouvel essai de classification des chlorites. Miner. Mag., vol. 29, p.329-340.

PELISSONNIER H. (1956).- Caractère syngénétique du manganèse des Hautes Pyrénées. Symposium del Manganeso. XX° Cong. internacional. Geol., 5, Mexico, p. 175-195

PERAMI R. (1971).- Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches sous actions mécaniques et thermiques. Thèse, Fac., Sciences, Toulouse.

RAGUIN E. (1938).- Contribution à l'étude des gneiss pyrénéens. B.S.G.F. (5), VIII, p. 11-35.

(1951).- A propos des terrains primaires et des granites des Pyrénées ariégeoises. C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 36

(1958).- Observations in B.S.G.F., (6), VIII, p. 925-926.

ROSS M., SMITH W.L. et ASHTON W.H. (1968).- Triclinic talc and associated amphiboles from Gouverneur mining district, New-York. Amer. Mineral., vol. 53, p. 751-769.

ROYER R. (1969).- Etude concernant l'emploi du talc dans les pâtes de Céramique du bâtiment, faïence, porcelaine et silico-alumineux. Communication S.A. des Talcs de Luzenac, p.1-56.

SABATIER G. (1950).- Sur l'influence de la dimension des cristaux de chlorites sur leur courbe d'Analyse Thermique Différentielle. Bull. Soc. fr. Miner. Crist., vol. 73, p. 43-48.

SCHIROZU H. (1958).- X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note of their interferences colours. Miner. Journ. Japan, vol. 2, p. 209.

STRUWE H. (1959).- Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the querigut granite. Leidse Geol. Meded. D. 22, p. 237-349.

THIEBAUT J., DEBEAUX M. et MORRE N. (1965).- Sur la génèse du gisement de talc de Trimouns (Ariège). C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 78-79.

(1966).- Nouvelles observations sur le gisement de talc du col de la Porteille (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 102, p. 375-362.

(1968).- Sur la nature du toit du gisement de talc du col de Trimouns (Ariège). Bull. Soc. nat. Toulouse, t. 104, p. 229-237.

TILLEY C.E. (1938).- The status of hornblende in low-grade metamorphic zones of green schists. Geol. Mag., vol. 75, p. 497.

(1948).- Earlier stages in the metamorphism of siliceons dolomites. Miner. Mag. vol. 28, p. 272.

TREGAN R. (1961).- Determination de l'altérabilité spécifique en solution des minéraux silicatés. Thèse, Ingénieur-docteur Fac. Sciences, Toulouse.

TURNER F.J. (1948). Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Mem. 30, p. 132.

WEAVER C.E. (1956).- The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. Amer. Mineral., vol. 41, p. 202-221.

WEY R., Le DRED A. et SCHOENFLEDER J. (1966).- Transformation d'un mica partiellement vermiculitisé en vermiculite par oxydation du fer^{2+}. Bull. Gr. Fr. Argiles, 17, n° 12, p. 107-114.

WINKLER F. (1965).- La génèse des roches métamorphiques. Trad. Von Eller J.P. et Wolf H.ORPHRYS, GAP.

YUND R.A. et HALL H.T. (1969).- Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. Econ. Geol., vol. 64, p. 420-423.

ZWART H.J. (1953).- La géologie du massif du Saint-Barthélémy. Leidse geol. Med., D. 18, p. 1-228.